

საქართველოს ჯანგაობის ეროვნული ინსტიტუტი

ქართული კრებულა

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ. А. И. ДЖАНЕЛИДЗЕ

СБОРНИК ТРУДОВ

A. DJANELIDZE INSTITUTE OF GEOLOGY

PROCEEDINGS

2008



ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი
შრომები. ახალი სერია. ნაკვ. 124

Институт геологии им. Александра Джanelidze
Труды. Новая серия. Вып. 124

Alexandre Djanelidze Institute of Geology
Proceeding. New Series. Vol. 124

შრომათა კრებული

მიძღვნილი გეოლოგიის ინსტიტუტის დაარსებიდან 80 წლისთავისადმი

Сборник трудов,
посвященный 80- летию со дня основания института геологии

Proceedings
dedicated to 80-th birthday

5787

Тбилиси

თბილისი
2008

Tbilisi

რედაქტორი	Редактор	Editor
მ.თოფჩიშვილი	М.В. Топчишвили	M. Topchishvili
სარედაქციო კოლეგია:	Редакционная коллегия:	Editorial Board:
ე.გამყრელიძე	И.П. Гамк्रेлидзе	E. Gamkrelidze
დ.შენგელია	Д.М. Шенгелиа	D. Shengelia
ო.დუდაური	О.З.Дудаური	O. Dudauri
გ.ნასიძე	Г.И. Насидзе	G. Nasidze
ზ.ოთხმეზური	З.В. Отхмезური	Z. Otkhmezuri
ე.ვარსიმაშვილი	Э.В. Варсимашვილი	E. Varsimashvili
მ.კეკელია	М.А. Кекелия	M. Kekelia
მ.კაკაბაძე	М.В. Какабаძე	M. Kakabadze
ი.კვანტალიანი	И.В. Кванталиანი	I. Kvantaliani
გ.ვაშაკიძე	Г.Т. Вашакიძე	G. Vashakidze

რეცენზენტები:

გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი თ.ლომინაძე

გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი გ.ოდიკაძე

Рецензенты:

Доктор геол.-мин. наук **Т.А.Ломинадзе**

Доктор геол.-мин. наук **Г.Л.Одикадзе**

Reviewers:

Doctor of geological-mineralogical sciences **T.Lominadze**

Doctor of geological-mineralogical sciences **G.Odikadze**

© ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, 2008

© Институт геологии им. Александра Джanelidze, 2008

© Alexandre Djanelidze Institute of Geology, 2008

ISBN 978-9941-406-51-5

დაიბეჭდა გამომცემლობა „საქართველოს მაცნეს“ სტამბაში

ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი
Институт геологии им. Александра Джanelidze
Alexandre Djanelidze Institute of Geology

შრომათა კრებული
СБОРНИК ТРУДОВ
PROCEEDINGS

თბილისი
Тбилиси 2008 Tbilisi



7895

80 ЛЕТ СО ДНЯ ОСНОВАНИЯ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ им. А. ДЖАНЕЛИДЗЕ

М.В.Топчишвили

80 лет со дня основания Института геологии им. А.Джанелидзе. М.В.Топчишвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия

Институт геологии по инициативе профессора А.Джанелидзе был создан на базе кафедры геологии и палеонтологии Тбилисского государственного университета 25 декабря 1925 г. Он стал первым научно-исследовательским учреждением геологического профиля на территории бывшего Советского Союза. Со дня основания Института геологии А.Джанелидзе первоочередное внимание уделял палеонтологии и биостратиграфии. Ведущую роль в исследованиях института также занимает тектоника. Изучение тектонического строения Грузии с самого начала его основания являлось первостепенной задачей. Одно из значительных мест в исследованиях Института геологии отводится петрологии. Научные труды в этой отрасли обладают несомненно большой ценностью. С 1941 года в Институте начались систематические минералогические исследования, а к концу 30-х годов здесь получило развитие новое направление – палеовулканология. Параллельно начались и литологические исследования. В 1955 году был основан отдел полезных ископаемых, который в начале 80-х годов прошлого столетия расширил круг своих научных исследований и был переименован в отдел геологии и геохимии рудных месторождений. С 1955 года в Институте функционирует отдел геохронологии, где систематически проводятся измерения абсолютного возраста магматических пород калий-аргоновым методом. В отделе геохимии, основанного в 1961 году исследования проводились по двум направлениям: установление геохимических особенностей рудных месторождений и закономерности распределения редких и рассеянных элементов в сульфидных месторождениях Грузии. В Институте геологии существует монографический палеонтологический музей. Здесь хранятся 130 монографически изученных и опубликованных палеонтологических коллекций (фауна, флора). С 1932 г. издается собственная периодическая продукция. По инициативе Института проведены различные всесоюзные и международные конференции, сессии и симпозиумы.

80 Years Since the Date of Foundation of Al. Djanelidze Institute of Geology. M.Topchishvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia

The Institute of geology under the initiative of the professor Al. Djanelidze was founded on the basis of the chair of geology and paleontology of the Tbilisi State University on December 25, 1925. It has become the first scientific-research institution of geological profile on the territory of the former Soviet Union. Since the date of foundation of the Institute of Geology Alexander Djanelidze gave prime attention to the paleontology and biostratigraphy. The tectonics as well had a key role in the researches of the Institute. From the very beginning of its foundation, the analysis of the tectonic pattern of Georgia was a top-priority goal. One of significant places in the researches conducted at the Institute of Geology has been assigned to the petrology. The scientific works in this branch are undoubtedly of great value. At the Institute, since 1941 have begun the systematic mineralogical researches, and in late 30-ies, here has developed a new trend - paleovolcanology. In parallel lithological researches have begun as well. In 1955 was founded a department of useful minerals, which in early 80-ies of the past century had expanded the scope of its scientific researches and was renamed into a department of geology and geochemistry of ore deposits. Since 1955 in the Institute operates the department of isotope geochronology, where dating of an absolute age of magmatic rocks systematically are carried out by the method of K-Ar dating. In the department of geochemistry, founded in 1961, the researches are being held in two directions: identification of geochemical features of ore fields and distribution regularities of the rare and trace elements in the sulphide deposits of Georgia. In the Institute of Geology, there is a monographic paleontological museum. Here are preserved 130 monographically studied and published paleontological collections (fauna, flora). Since 1932, the Institute has been publishing its own periodicals. Under the initiative of Geological Institute have been carried out different All-Union and international conferences, sessions and symposiums.

Кавказ, будучи интересным в геологическом отношении горно-складчатый сооружением, с давних времен привлекал к себе внимание естествоиспытателей. С 30-х по 70-е годы 19-го столетия геологическое изучение Кавказа, и в частности Грузии, проводилось европейскими исследователями, а позднее, в основном, российскими геологами. Их деятельность была направлена также на решение практических задач. Следовательно, стала необходимой доразведка известных, а также поиски новых месторождений полезных ископаемых. Выполнение этой важной для Грузии практической задачи было невозможно без создания научной базы, которая способствовала бы развитию фундаментальных научных дисциплин.

В 1924 г. создание Кафедры геологии и палеонтологии при Тбилисском государственном университете и формирование здесь геологических дисциплин позволили молодому профессору А.И.Джанелидзе поставить вопрос об основании Геологического института. Эту инициативу поддержал Верховный совет народного хозяйства Грузии и по инициативе профессора А.И.Джанелидзе институт был создан на базе Кафедры геологии и палеонтологии Тбилисского государственного университета, что позволило ему, наряду с фундаментальными исследованиями, взять на себя функцию воспитания молодых специалистов.

Институт геологии, основанный 25 декабря 1925 года, стал первым научно-исследовательским учреждением геологического профиля на территории бывшего Советского Союза.

Со дня основания Геологического института А.И.Джанелидзе первоочередное внимание уделял биостратиграфии и палеонтологии. Сам он начинал свою научную деятельность с палеонтологических исследований.

В 1924 г. А.И.Джанелидзе проводит геологические исследования в Раче и Лечхуми, в результате чего был выделен новый род раннемеловых аммонитов – колхидитес. Как показали последующие исследования, выделение этого рода имело большое научное значение. В 30-х годах прошлого столетия И.М.Рухадзе обособил в колхидитах три морфологически различные группы и один новый род – имеретис (бугорчатые колхидиты).

На основании фауны, собранной в Раче А.И.Джанелидзе, впервые в Грузии установил наличие келловейских отложений и “кортских слоев”, которые датировал оксфордом. Одновременно, широко развитые в Раче и по всей Грузии, вулканогенно-осадочные образования он выделил как порфиритовую серию и отнес ее к байосскому ярусу. В пределах Рача-Лечхумской синклинали он достоверно установил среднемиоценовые отложения и палеонтологически обосновал чокракский возраст “песчаников усахело”, ранее относимых к олигоцену, и определил их трансгрессивную природу.

В 20-х годах прошлого столетия И.В.Качарава были начаты исследования миоценовых отложений на территории Самегрело и Лечхуми. Полученные результаты и сегодня сохраняют свою научную ценность. С его именем связано систематическое и всестороннее изучение палеогеновых осадков Грузии. Объектом палеонтологического исследования он избрал нуммулиты. Труд И.В.Качарава “Палеоген окрестностей Тбилиси” (1936) фактически послужил основой для изучения стратиграфии и палеонтологии палеогеновых отложений. В его монографии “Рача-Лечхумский бассейн и прилегающие к нему регионы в палеогеновое время” (1944) по-новому осмыслены и освещены геологические события палеогенового периода.

Особо следует отметить стратиграфическо-структурные исследования южной периферической части Дзирульского массива, выполненные в 1929-1933 гг. П.Д.Гамкрелидзе. Полученные результаты и сегодня не утратили своей актуальности. В 1940 г. П.Д.Гамкрелидзе на основании фаунистических данных впервые доказал существование в глинисто-сланцевой серии южного склона Большого Кавказа всех трех частей нижнеюрского отдела. Позднее, на основании предварительного определения многочисленной фауны, найденной на Локском массиве, П.Д.Гамкрелидзе, совместно с К.Е.Габуния (1942), фаунистически обосновал присутствие здесь ниже- и среднеюрских отложений.

В 1946 г. А.И.Джанелидзе выделил сорскую свиту, широко распространенную в крайне южной части южного склона и определил ее возраст тоар-ааленом. В том же году из красных известняков Дзирульского массива он изучил фауну головоногих и отнес ее к домерскому подъярусу, тоару и нижнему аалену.

С 40-х годов прошлого столетия в Грузии под руководством А.И.Джанелидзе были начаты детальные палеонтологические исследования, результаты которых суммированы в следующих трудах: “Верхнемеловые эхиноиды Грузии” (И.Рухадзе, 1940), “Верхнемеловые иноцерамы Грузии” (А.Цагарели, 1942), “Среднеюрская фауна Грузии” (И.Кахадзе, 1942), “Нижнеюрские брахиоподы Западной Грузии” (К.Нуцубидзе, 1945), “Лейасские и байосские иноцерамы Грузии” (И.Кахадзе, 1948), “Среднемеловые ауцеллины Грузии” (М.Эристави, 1948), “Нуммулиты западной части Западной Грузии” (И.Качарава, 1948), “Верхнеюрские кораллы Рачи и Южной Осетии” (Н.Бендукидзе, 1949), “Лейасские брахиоподы периферии Дзирульского массива” (К.Нуцубидзе, 1949), “Верхнемеловая фауна Грузии” (А.Цагарели, 1949).

С 1945г. в Институте зарождается новое научное направление – палеобиология, которое возглавил выдающийся ученый Л.Давиташвили. Под его руководством в 1951 г. был создан

сектор палеобиологии при Президиуме АН ГССР, на базе которого в 1957 г. основан Институт палеобиологии АН ГССР.

Изученные на высоком уровне многочисленные палеонтологические коллекции, собранные учеными Института геологии, стимулировали дальнейшее развитие стратиграфических исследований.

В 1947 г. И.Р.Кахадзе опубликовал основополагающую монографию “Грузия в юрское время”, в которой были решены важнейшие вопросы стратиграфии и истории геологического развития Грузии в юрское время. Им было установлено особое значение батской орофазы и келловейской трансгрессии не только для Грузии, но и всего Кавказа.

В 1933-1947 гг. П.Д.Гамкрелидзе детально изучал геологическое строение Аджара-Триалетской складчатой системы. Результаты работ изложены в фундаментальной монографии (1949), которая является стратиграфо-структурным синтезом и содержит уникальный фактический материал.

Особые заслуги в исследовании стратиграфии и фауны нижнего мела принадлежат М.С.Эристави. Начиная с 1940 г. в течение двух десятилетий он изучил все известные к тому времени группы раннемеловой ископаемой фауны, почти все основные разрезы по Грузии и разработал первую схему расчленения нижнемеловых отложений (1951). Он успешно решил целый ряд вопросов палеогеографии раннего мела, определил фаунистические связи с соседними бассейнами, установил взаимосвязь между зонами нижнего мела и основными этапами развития аммонитов (1964).

Фундаментальные исследования стратиграфии верхнемеловых отложений связаны, в первую очередь, с именем А.Л.Цагарели. В известной монографии “Верхний мел Грузии” (1954) он проанализировал и обобщил богатый фактический материал и доказал наличие в Грузии всех ярусов верхнего мела. В монографии рассмотрены позднемеловые бассейны Грузии, их связь с соседними бассейнами и вопросы истории геологического развития Грузии в позднемеловое время.

К этому времени были получены новые данные и по стратиграфии неогена. Для эвксинского бассейна понтийских отложений Западной Грузии Г.Ф.Челидзе была найдена совершенно новая фауна, характерная для, так называемого, портаферского подъяруса дакийского бассейна. Используя новый палеонтологический материал, А.А.Чиковани расчленил чокракский и караганский ярусы Западной Грузии соответственно на две и три части.

В 1952-1955 гг. А.Л.Цагарели, К.Ш.Нуцубидзе и В.И.Зесашвили под руководством И.Р.Кахадзе выполнили большой объем работ по крупномасштабной геологической съемке полосы распространения угленосных отложений между бассейнами рр.Малки и Лабы. Полученные данные опубликованы в нескольких статьях и специальной монографии (1960).

В 1955 г. вышла в свет монография В.И.Зесашвили “Геология Поладаурского бассейна”, в которой приводится описание раннеюрских-меловых мшанок, брахиопод, дустворчатых, гастропод и аммонитов; уточнены тектонические вопросы и стратиграфия лейас-сеноманских отложений.

В начале 60-х годов прошлого столетия расширились стратиграфо-палеонтологические исследования – началось планомерное изучение палеозойских отложений. Этому послужили обнаруженные в Верхней Сванети отложения квишской свиты (П.Гамкрелидзе, 1962). На основании найденных здесь богатых ископаемых остатков фауны (П.Гамкрелидзе, Г.Чихрадзе, О.Хуцишвили) и ее изучения (О.Хуцишвили, 1966) установлен позднекарбон-пермский возраст этих образований. Было доказано существование позднего палеозоя и в вулканогенно-осадочной толще Храмского массива (П.Гамкрелидзе, Н.Схиртладзе, Ш.Адамия).

Систематическое изучение палеозойских отложений, начатое Ш.А.Адамия, нашло свое отражение в монографии “Доюрские образования Кавказа” (1968). В лабинской серии, возраст которой ранее считался докембрийско-раннепалеозойским, Ш.А.Адамия обнаружил стебли лилий, что позволило отнести метаморфические сланцы к образованиям, сформировавшимся не ранее ордовика. Он первым высказал мнение об идентичности буульгенской и лабинской серий, слагающих кристаллическое ядро Большого Кавказа (Ш.Адамия, 1968).

В 80-х годах прошлого столетия З.А.Кутелия изучил фауну конодонтов из отложений дизской серии, уточнил стратиграфический диапазон отдельных свит и выделил конодонтовые зоны.

Первая попытка расчленить нижнеюрские отложения Грузии на зоны была предпринята К.Ш.Нуцубидзе в 1962 году. Позднее она опубликовала монографию (1966), в которой приводится описание и поэтапное развитие 210 форм раннеюрской фауны (морские лилии, двустворчатые моллюски, гастроподы и головоногие моллюски).

С 60-х годов 20-го столетия М.В.Топчишвили ведутся планомерные работы по детальному стратиграфическому расчленению нижнеюрских и ааленских отложений Грузии. Результаты исследований, проведенных на Дзирульском массиве, позволили сделать некоторые новые стратиграфические выводы и ответить на вопросы, которые в течение многих лет вызывали у исследователей разногласия. В частности, впервые на основании аммонитовой фауны окончательно был установлен возраст слюдистых песчаников (мартотубанская свита), датированных синемюрмом. Между этой свитой и красными органогенными известняками шрошской свиты М.В.Топчишвили выделил новую лито-стратиграфическую единицу (квирильская свита) и впервые ее возраст определил как ранний плинсбах.

В дальнейшем научные интересы М.В.Топчишвили охватили образования сланцевой серии, играющей основную роль в геологическом строении Складчатой системы Большого Кавказа. Сложная тектоника региона, сильно расчлененный, труднодоступный рельеф и, главным образом, скудность органических остатков значительно препятствовали решению стратиграфических проблем. Однако, в результате многолетних детальных работ, М.В.Топчишвили удалось собрать быстро эволюционирующие во времени аммониты, способствующие определению возраста немых слоев и, тем самым, значительно дополнить пробелы в стратиграфии данной серии. А именно, на основании вновь обнаруженных остатков аммонитов в составе сланцевой серии отдельных регионов были установлены некоторые стратона Международной шкалы – ярусы и зоны. В пределах Грузии в этих отложениях впервые выделен верхний подъярус аалена, охарактеризованный архистратиграфическими аммонитами.

Особое значение приобретают результаты исследования, проведенные в образованиях вулканогенно-осадочной порфиритовой серии Абхазии (М.Топчишвили, Г.Лобжанидзе, 1980, 2002). Как известно, всеми исследователями эта лито-стратиграфическая единица причисляется к байосскому ярусу. Однако в ее нижних горизонтах, представленных андезибазальтовыми вулканогенами с прослоями глинистых сланцев (кутыкухская свита), М.В.Топчишвили обнаружил руководящие аммониты, позволяющие нижнюю границу порфиритовой серии с байосского яруса спустить значительно ниже – в верхнеплинсбахский подъярус.

Палеонтологический материал М.В.Топчишвили, представленный исключительно ценными для стратиграфии аммонитами, обнаруженными в нижнеюрско-ааленской части сланцевой серии Большого Кавказа (в пределах Грузии), суммирован в монографии, опубликованной в 1990 году.

Результаты систематических исследований стратиграфии нижнеюрских и ааленских отложений Грузии вошли в состав монографии М.В.Топчишвили (1996), где выделены некоторые западноевропейские стандартные зоны. Разработана новая унифицированная стратиграфическая схема нижней юры и аалена Грузии; выявлены новые особенности геологического развития территории Грузии в ранней юре и аалене. На основании количественного соотношения отдельных групп организмов в общем комплексе фауны впервые реконструирована глубина морских бассейнов в раннеюрско-ааленское время.

В 2002 г. опубликована фундаментальная монография “Юрские и меловые белемнитиды Грузии” (М.Топчишвили, Ш.Келептришвили, И.Кванталиани). Она содержит первое обобщенное монографическое описание белемнитид, принадлежащих 8 семействам, 22 родам и 128 видам и подвидам. В ней впервые описываются представители 2 семейств, 8 родов и 35 видов. Монография получила высокую оценку сотрудников кафедры региональной геологии Московского государственного университета (профессора А.Никишин, М.Ломизе, доцент Д.Панов). Согласно их мнению, “для юры это первая работа такого рода после книги Г.Я.Крымгольца, написанной несколько десятилетий назад. Поэтому она остро необходима для обеспечения занятий по стратиграфии и палеонтологии на Геологическом факультете МГУ”.

Деятельность Н.С.Бендукидзе в Геологическом институте отличается высоким научным уровнем выполненных работ. Ею впервые было начато изучение кораллов и рифогенных формаций на Кавказе. Работа Н.С.Бендукидзе о шестилучевых кораллах опубликована в престижной для всех палеонтологов книге “Основы палеонтологии” (1962).

В 1982 г., описанные Н.С.Бендукидзе кораллы Кавказа и Крыма, впервые публикуются в виде отдельной монографии. Она является сводкой многолетних работ и отражает главным образом итоги палеонтологического исследования. Вопросы, касающиеся стратиграфии верхнеюрских кораллоносных отложений и геологических условий формирования рифовой биофацции, а также экологии и некоторых проблем эволюции склерактиний, автором в основном рассматриваются в ряде опубликованных работ (Н.Бендукидзе, 1959, 1968, 1980 и др.).

В 1987 г. З.М.Лебанидзе впервые для Кавказа описал колониальные кораллы келловейского возраста, монографически изучил позднеюрские кораллы Абхазии, рифогенные фацции и провел детальные палеогеографические реконструкции.

Интересные данные о стратиграфии верхнеюрских отложений и содержащейся в них аммонитовой фауне приводятся в работе Т.А.Пайчадзе (1973). В ней описаны и проанализированы наиболее характерные разрезы верхнеюрских отложений Юго-Осетии. Монографически изучены ценные для стратиграфических выводов ископаемые остатки аммонитов, среди которых 34 формы найдены на территории Грузии впервые, а 3 являются новыми видами. Фауна аммонитов позволила Т.А.Пайчадзе сделать новые выводы по стратиграфии верхней юры Юго-Осетии.

В монографии "Юра Кавказа" (1992) Т.А.Пайчадзе составлена региональная стратиграфическая схема верхней юры для двух структурно-фациальных зон.

Также успешно проводились исследования стратиграфии разновозрастных отложений по микрофаунистическим остаткам. В 70-х годах прошлого столетия В.А.Тодрия разработал микробиостратиграфическую схему для средне- и верхнеюрских отложений северной периферии Грузинской глыбы, которая в дальнейшем легла в основу аналогичной схемы для Грузии. Согласно В.А.Тодрия (2000), рачинская и бзыбская лагунно-эпиконтинентальные пестроцветные свиты, развитые в Гагрско-Джавской зоне, являются органической частью рифогенных формаций; их возрастной диапазон, определенный новыми микробиостратиграфическими исследованиями, полностью обусловлен среднеоксфордско-среднетитонским временем существования местных барьерных и береговых рифов. Что же касается лагунно-континентальной пестроцветной окрибской свиты Грузинской глыбы, то время ее образования, по данным В.А.Тодрия, охватывает промежуток времени от среднего или позднего келловея до позднего титона включительно.

В 60-х годах в Копетдаге были обнаружены колхидиты, а содержащие их слои датированы как образования позднего баррема. Возникла необходимость пересмотра возраста колхидитового горизонта Грузии. Эту задачу успешно решила Э.В.Котетишвили в своей монографии "Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии" (1970). В ней дается обоснование позднебарремского возраста колхидитового горизонта; установлены особенности распределения колхидитовой фауны в отложениях; выделены две фациальные группы колхидитового горизонта и рассмотрены вопросы стратиграфии смежных с колхидитовым горизонтом слоев. В работе Э.В.Котетишвили о зональной стратиграфии нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеографии раннемеловых бассейнов Средиземноморской области (1986) дано биофациальное описание нижнемеловых отложений; выявлены различные комплексы аммонитов, характеризующие отдельные батиметрические ступени раннемелового моря; выделены 7 новых стратонов; впервые в пределах юга СССР нижний баррем подразделяется на две части; определены стратиграфические границы ургонской биоседиментационной системы Грузии. С учетом палеозоогеографического районирования бассейнов сопоставлены схемы нижнего мела регионов Средиземноморской области, юго-западной Европы, севера Африки и юга СССР.

М.В.Какабадзе в течение нескольких десятков лет изучал вопросы палеобиологии, а также стратиграфии нижнемеловых отложений Кавказа, Крыма и Средней Азии. На территории Кавказа им уточнены некоторые вопросы стратиграфии и в ряде случаев, совместно с Э.В.Котетишвили, выделены новые биостратиграфические единицы (2001, 2003). М.В.Какабадзе исследовал также теоретический вопрос о внутривидовой и внутривидовой изменчивости гетероморфных аммонитов (2000, 2004). Установленные им новые роды и подроды стали общепризнанными и вошли в обобщающие фундаментальные палеонтологические издания (третисы, каталоги). Большинство этих родов широко распространены и имеют большое стратиграфическое значение.

В последующие годы М.В.Какабадзе значительно расширил свои научные интересы и охватил вопросы систематики, филогенеза, палеоэкологии и палеобиогеографии раннемеловых аммонитов Колумбии, Западной Европы и Северо-Восточной Бразилии. На основе изучения раннемеловых аммонитов Колумбии М.В.Какабадзе и М.З.Шарикадзе (2004) впервые выявлены три позднебарремско-раннеаптских аммонитовых комплекса, хорошо сопоставляемых с тре-

мя зональными комплексами, установленными на Кавказе. Полученные данные суммированы в схеме сопоставления верхнебарремско-нижнеаптских подразделений Колумбии, Кавказа и Юго-Восточной Франции.

Недавно интернациональной группой специалистов с участием М.В.Какабадзе был исследован вопрос времени окончательного разделения континентов Африки и Южной Америки. Впервые установлено, что объединение Североатлантического и Южноатлантического палеобассейнов и формирование Атлантического океана со свободной миграцией морской фауны осуществилось в раннеаптское время.

Значительное место в изучении стратиграфии нижнего мела и раннемеловой фауны аммонитов занимают работы И.В.Кванталиани. Результаты его многолетних стратиграфо-палеонтологических исследований в Крыму и на Кавказе были опубликованы в обобщающей монографии "Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение" (1989). Впервые в Грузии с помощью растрового электронного микроскопа им использованы новые методы изучения внутренних структур раковины нижнемеловых аммонитид. На основании морфогенетического исследования и онтофилогенетического развития септальных линий установлено множество новых таксонов (от вида до подотряда включительно). В монографии произведено биостратиграфическое подразделение отдельных ярусов на зоны, некоторые из которых установлены впервые.

Особенно интересными результатами выделяются 2 монографии, вышедшие в свет в 1999 году. В одной из них, автором которой является И.В.Кванталиани, рассматриваются актуальные вопросы, касающиеся возраста и объема берриасского яруса. На основании богатого фактического материала обосновано, что меловая система должна начинаться берриасским ярусом. Из описанных в ней аммонитов семейства берриаселлид 2 подсемейства, 1 род и 15 видов оказались новыми. Вторая монография, в соавторстве с Т.А.Ломинадзе, М.В.Топчишвили и М.З.Шарикадзе, представляет собой обобщающую сводку по мезозойским номорфным аммонитидам. Здесь особое внимание уделено изучению изменений в онтогенезе септальной линии, скульптуры и формы поперечного сечения оборотов. Пересмотрены существующие представления о систематике Ammonitida. Показаны возможные филогенетические связи высших таксонов. Предлагаются два новых подотряда. Рассмотрены некоторые проблемы биологии аммонитов.

Монография получила высокую оценку известного палеонтолога А.А.Шевырева. По мнению этого исследователя, "после серьезной ревизии, проведенной Н.В.Безносковым и И.А.Михайловой, грузинские палеонтологи (И.Кванталиани, Т.Ломинадзе, М.Топчишвили, М.Шарикадзе) по тому же пути пошли еще дальше. К подотрядам, выделенным Н.В.Безносковым и И.А.Михайловой, они добавили еще два – Cardioceratina и Olcostephanina".

И.В.Кванталиани в соавторстве с Л.З.Сахелашвили (2004) решен вопрос о взаимоотношении готеривских и барремских отложений в западной части Рача-Лечхумской синклинали. Здесь в основании верхнего баррема ими впервые обнаружено присутствие слоя конгломерат-брекчии с готеривской и раннебарремской фауной. На основании этого материала они установили, что в западной части синклинали верхний баррем со стратиграфическим несогласием, трансгрессивно залегает на верхнеготеривских отложениях, что указывает на присутствие Австрийской фазы складкообразования.

Значительными успехами отличались и палеонтологические исследования. Монографически были описаны раннеюрско-меловые брюхоногие (Т.Двали, 1963, 1966; Н.Самхарадзе, 1995), раннемеловые беллемниты (Т.Назаришвили, 1973). Г.Сихарулидзе изучила и описала многочисленные формы гексакораллов (1971, 1974).

За последние годы И.М.Какабадзе освоен новый метод стратиграфии – секвенс-стратиграфия и на основании этого метода на территории Грузии впервые проведены специальные исследования. Изучение поверхностей несогласия трансгрессивных и регрессивных фаций и их биостратиграфический анализ в интервале от верхнего валанжина до нижнего альба включительно позволили ему впервые в Грузии (среднее течение р. Риони) выделить 7 секвенсов и уточнить их стратиграфический диапазон.

Значимые исследования биостратиграфии нижнемеловых отложений Грузии по микрофауне, проведенные Л.Р.Цирекидзе, сведены в монографию (1999), где дается анализ стратиграфического распространения фораминифер в нижнемеловых субплатформенных отложениях. По бентосным и планктонным фораминиферам выделены зоны и слои с фауной от берриаса до

альба включительно. Автором рассматриваются этапы развития фораминифер во времени, а также некоторые вопросы палеоэкологии и палеобиогеографии.

Этапной работой можно считать фундаментальную книгу “Атлас раннемеловой фауны Грузии”, которая является результатом многолетнего труда грузинских палеонтологов, опубликованной под редакцией известных специалистов Э.В.Котетишвили, И.В.Кванталиани, М.В.Какабадзе и Л.Р.Цирекидзе. Общее редактирование атласа выполнено М.В.Топчишвили. В атласе отражены итоги стратиграфических исследований нижнемеловых отложений Грузии и описаны практически все группы ископаемой фауны, известные из этих осадков. Всего описано 547 видов, дающих полное представление о фаунистических комплексах, встреченных в нижнемеловых отложениях Грузии. Большинство из них имеет важное значение для установления drobных биостратиграфических единиц нижнего мела не только Грузии, но и других регионов Средиземноморской области.

С 60-х годов прошлого столетия Р.А.Гамбашидзе исследует стратиграфию верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней регионов Азербайджана и Армении. В результате многолетних работ он сгруппировал эти отложения в десять фациальных типов и подтипов. Для каждого фациального типа предложил местные схемы стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений. На основе региональных схем разработал межрегиональную схему расчленения верхнего мела Закавказья и сопоставил ее со схемами верхнего мела Средней Азии, Русской платформы, Средней и Западной Европы (1979).

В этот период Д.Г.Ахвледиани исследует стратиграфию верхнемеловых отложений с использованием микрофауны. Его микропалеонтологические данные в определенной степени уточнили и дополнили биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений Грузии.

В 1986 г. Э.Д.Киласония по нанопланктону расчленила верхнемеловые отложения Грузии на биостратиграфические зоны и сравнила их с синхронными стратонами Западной Европы.

Позднее (1999) М.И.Церетели, изучив микрофауну из верхнемеловых отложений Юго-Восточной Грузии, установила комплексы микрофораминифер, имеющих большую стратиграфическую ценность и на их основе разработала схему зонального расчленения этих отложений.

Большие заслуги в изучении палеогеновых отложений Грузии принадлежат Н.Ш.Салуквадзе. В основе составленных им стратиграфических схем лежат архибиостратиграфические группы (нуммулиты, микрофораминиферы и др.). В работах Н.Ш.Салуквадзе рассмотрены такие важные вопросы, как расчленение Кавказского региона на биостратиграфические зоны. Для палеоцена и эоцена южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива он разработал унифицированные стратиграфические схемы; успешно решил некоторые вопросы биостратиграфии среднего эоцена Кавказа и Крыма (2002).

Т.Т.Гавтадзе провела детальные биостратиграфические исследования палеоценовых отложений Абхазии (1985), а также в флишевых и вулканогенных образованиях палеоцен-эоцена центрального сегмента Аджаро-Триалетии (2002) по нанопланктону. В палеоцене Абхазии ею было выделено девять зон. Здесь на границе маастрихта и датского яруса, так же как и в других регионах мира, смена нанопланктона происходит резко. Ассоциация датского яруса имеет много общего с палеоценовой, что дает ей основание включить датский ярус в палеоценовую систему. Что касается Аджаро-Триалетского региона, то здесь из разнофациальных отложений палеоцена и эоцена Т.Т.Гавтадзе установила 22 биостратиграфические единицы нанопланктона – зоны и подзоны, которые дали возможность уточнить возраст и объем, включающих их литостратиграфических подразделений.

Значительные успехи в изучении миоценовых отложений Грузии и смежных с ней регионов были достигнуты Г.Д.Ананишвили. Им разработана и монографически изучена богатая моллюсковая фауна миоцена Грузии; окончательно установлена стратиграфическая самостоятельность сакараульского, коцахурского и тарханского ярусов. Особенно интересные данные о моллюсковой фауне и стратиграфии тарханских отложений Грузии и смежных с ней регионов приводятся в работе, опубликованной в 1985 г. Г.Д.Ананишвили удалось в тарханских отложениях установить три четко выделяющихся фаунистических комплекса, соответствующих трем этапам смены гидрологических условий тарханского бассейна. В работе предлагается новая стратиграфическая схема тархана; впервые даются палеогеографические реконструкции для тарханского времени.

З.В.Сахелашвили, выполнивший детальные биостратиграфические исследования на территории Грузии, окончательно датировал “остреевые слои” тарханом (1989). Он уточнил воз-

раст широко развитых в Грузии, так называемых, “спириалисовых глин” и вертикальный диапазон их распространения ограничил верхним тарханом-нижним чокраком.

С 1984 года стратиграфия неогеновых отложений по нанопланктону изучалась Ц.Д.Минашвили. Для среднего и верхнего миоцена, а также для нижних частей майкопской серии она установила эталонные наноконкомплексы, с использованием которых в вмещающих их отложениях Восточной Грузии выделила верхнеолигоценовые, верхнеолигоцен-нижнемиоценовые и нижнемиоценовые слои (аквитанский ярус), соответствующие зонам нанопланктонной стандартной шкалы.

Л.И.Попхадзе почти для всех ярусов миоцена установила характерные комплексы фораминифер и остракод и на их основании сакараульский и тарханский ярусы расчленила на два, а чокракский – на три горизонта (1975-1990).

К.П.Коиява, изучивший сарматские отложения Восточной Грузии по фораминиферам, получил интересные результаты по их биостратиграфическому расчленению (2006). Он впервые провел детальный анализ послыойного распространения фораминифер по разрезам и установил закономерность их изменения во времени.

Наряду с палеонтологическими исследованиями проводились и палеофлористические. В 1965 г. вышла в свет монография М.Д.Узнадзе, в которой суммированы многолетние исследования автора. Ею на базе огромного фактического материала, на фоне геологического развития Грузии, дается история изменения неогеновой флоры и растительного покрова. В институте выполнено монографическое изучение раннемиоценовой уникальной флоры Восточной Грузии (И.Джапаридзе). В Юго-Западной Грузии комплексно исследована флора меотиса по хвое, пыльце, листьям и спорам (Х.Пурцеладзе, Е.Цагарели, 1977). В результате палинологического анализа выявлен целый спектр растений, восстановлены палеогеография, палеоклимат и условия захоронения флоры.

Важные исследования в области палинологии четвертичных отложений проведены Н.Д.Клопотовской (1970), установившей основные закономерности формирования спектра спор и пыльцы и восстановившей палеогеографию позднелайстоценового оледенения.

Результатом многолетних исследований Г.И.Майсурадзе является антропоген Кавказа (1990) и корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений Кавказа (1991). Его совместные работы в Дманиси с археологами Грузии, Германии, Франции и США опубликованы в США в журнале SCIENCE (2000).

Как известно, тектоника занимает ведущую роль в геологических исследованиях и, естественно, изучение тектонического строения Грузии с самого начала для геологов являлась первоочередной задачей. А.И.Джанелидзе пересмотрел некоторые теоретические вопросы тектоники и по-новому осветил вопрос датировки орогенетических фаз. Его метод получил широкое признание, а выводы оказались важными для исторической геологии.

Еще в 20-х годах прошлого столетия А.И.Джанелидзе высказал ряд соображений относительно строения Грузинской глыбы, которые позднее оформились в руководящую региональную концепцию и были использованы при сравнительно-тектоническом изучении территории Грузии и ее тектоническом районировании. Он развил теорию миграции орогена и по-новому, в синтезе с природными явлениями, осветил проблему образования континентов и сиалического слоя земной коры.

С позиции современных представлений особого внимания заслуживает работа А.И.Джанелидзе “Рождение орогена” (1949), в которой океанические желобы, островные дуги, окраинные моря и сейсмофокальные зоны (зоны Бениофа) Западно-Тихоокеанской окраины рассматриваются как составные части современного орогенетического пояса.

Параллельно расширился круг регионально-тектонических исследований. Во второй половине 50-х годов под руководством П.Д.Гамкрелидзе в Юго-Восточной Грузии были начаты крупномасштабные регионально-геологические исследования, которые способствовали повышению профессиональной квалификации многих молодых геологов.

В 60-х годах отдел региональной геологии и тектоники под руководством П.Д.Гамкрелидзе провел большие комплексные геологические исследования в Раче и Сванети, Шида Картли и Кахети; в результате были сделаны важные научные выводы: выяснилось, что южный склон Большого Кавказа (район Кахети и междуречье Риони и Арагви) характеризуется шарьяжным строением (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе). Позднее этими авторами о шарьяжах юж-

ного склона Большого Кавказа опубликована монография (1977), которая оказалась этапной в изучении тектонического строения Грузии и Кавказа в целом.

В этот период завершилась обобщающая работа по геологическому строению Грузии. Речь идет о монографии “Геология СССР” (том X, 1964). Этой работе была присуждена Государственная премия Грузии.

Под руководством Ш.А.Адамия были выполнены комплексные геологические исследования на территории Абхазии и даны рекомендации Геологическому управлению для проведения поисково-разведочных работ. Полученные результаты опубликованы в специальном сборнике трудов (1971).

В 1974 г. была издана Тектоническая карта Кавказа масштаба 1:1 000 000. От Геологического института в ее составлении приняли участие П.Д.Гамкрелидзе (главный редактор), А.Л.Цагарели, Ш.А.Адамия; И.П.Гамкрелидзе.

В начале 70-х годов сотрудниками института проводились комплексные исследования в Аджарии, Гурии, Месхети; по-новому был освещен целый ряд кардинальных геологических вопросов, касающихся Аджаро-Триалетской зоны (Ш.Адамия, И.Гамкрелидзе, Г.Закариадзе, М.Лордкипанидзе, Г.Надареишвили). Результаты этих работ изложены в сборнике трудов (1974). Параллельно были проведены исследования по проблемам глубинного строения Кавказа, генезиса и эволюции Черного моря, эволюции литосферы Кавказа и приграничных регионов (Ш.Адамия, И.Гамкрелидзе, М.Лордкипанидзе, Г.Закариадзе). Самостоятельное значение имело исследование И.П.Гамкрелидзе планетарной регматической сети и планетарной трещиноватости дислоцированных толщ. Последняя им была выявлена и изучена впервые (1972).

В 70-х годах изучены тектоника Аджаро-Триалетской зоны (И.Гамкрелидзе) и Окрибо-Хреитской (Г.Лобжанидзе) подзоны. И.П.Гамкрелидзе впервые широко использовал им же усовершенствованный метод детального структурного анализа, с помощью которого подтвердил взгляд грузинских геологов на ведущую роль горизонтально направленных сил сжатия в процессе деформации земной коры.

В 1946 г. была опубликована монография И.П.Гамкрелидзе “Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза”. Эта работа охватывает широкий круг вопросов, начиная от методических аспектов структурной геологии до рассмотрения возможных причин и механизма тектогенеза.

Исходя из глобальной концепции тектоники плит с начало 70-х годов предложены различные мобилистические модели эволюции средиземноморского пояса (Ш.Адамия, И.Гамкрелидзе, Г.Закариадзе, М.Лордкипанидзе).

В монографии И.П.Гамкрелидзе и Г.П.Лобжанидзе (1984) уточнено геологическое строения центральной части Аджаро-Триалети в связи с формированием минеральной воды “Боржоми”. После исследований в пределах Квайского рудного поля (И.Гамкрелидзе, Н.Бендукидзе, З.Отхмезури, Ф.Мансадзе) по-новому были интерпретированы вопросы строения и развития региона.

И.П.Гамкрелидзе в течение ряда лет (1965-1990) проводил исследования природы генезиса шарьяжных структур не только на Кавказе, но и в центральной и западной частях Средиземноморского пояса в качестве руководителя рабочей группы многостороннего сотрудничества академий бывших социалистических стран и Советского Союза. Им был выявлен уникальный – поддвигающий механизм образования шарьяжей.

Л.В.Башелеишвили установил наличие покровов шарьяжного типа на севере Аджаро-Триалетской зоны (1982, 1986).

В доюрском фундаменте Дзирульского массива была выявлена и всесторонне изучена офиолитовая ассоциация допозднекембрийско-среднепалеозойского возраста (И.Гамкрелидзе, Г.Думбадзе, М.Кекелия, И.Хмаладзе, О.Хуцишвили), которая была отнесена к шарьированному реликту Палеотетиса (1981).

В Геологическом институте интенсивно проводились комплексные регионально-геологические работы. Здесь в первую очередь необходимо отметить детальное изучение структурно-тектонического и литолого-стратиграфического строения участка пересечения Главного Кавказского хребта реками Асса и Арагви (руководители И.Гамкрелидзе, М.Беридзе, Г.Чихрадзе), нашедшее отражение в сборнике трудов ГИН (1991) и специальном исследовании складчатой структуры северо-западной части Большого Кавказа (монография Т.Гиоргобиани и Д.Закарая, 1989). В результате проведенных детальных работ авторами монографии установлены законо-

мерности внутреннего строения альпийской складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Выявлено, что одной из характерных особенностей региона является зональность его структур в поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене интенсивности складчатости от умеренной к слабой. Рассмотрены кинематические особенности образования складчатых структур различной морфологии. Реконструирован механизм формирования современной складчатой структуры С-З Кавказа. Показано, что в ее формировании ведущая роль принадлежит тангенциальным силам, направленным с юго-запада на северо-восток.

В течение 25 лет О.Д.Хуцишвили изучал тектонику доюрских образований Грузии. На основании полученных данных он по-новому представил внутреннюю структуру и геодинамическую эволюцию доюрского фундамента (1993).

В результате многолетних исследований литолого-фациальных особенностей палеогеновых отложений Ф.Д.Маисадзе успешно реконструировал палеогеографическую обстановку и историю геологического развития Грузии в палеогеновое время (1999).

Вслед за А.Л.Цагарели систематическими исследованиями проблем неотектоники Грузии и сопредельных регионов в течение многих лет занимается С.И.Кулошвили.

В отделе тектоники и региональной геологии детально исследуется проблема позднеальпийских и современных деформаций и механизм становления коллизионных структур Кавказа и смежных регионов. С этой целью широко использовались методы регионального и детального структурного анализа (И.Гамкрелидзе, Т.Гиоргобиани, Л.Башеленишвили, Д.Закарая, А.Кавелашвили).

На основании многостороннего исследования тектонических структур Кавказа было установлено существование весьма своеобразного структурного ансамбля, указывающего на значительное сближение в альпийское время Аравийской и Евразийской плит, что полностью противоречит фиксистской интерпретации альпийской деформации Средиземноморского подвижного пояса (И. Гамкрелидзе, Т.Гиоргобиани, 1997).

В течение многих лет изучались морфологические особенности и генезис кливажных структур Кавказа (З.Кокрашвили, А.Кавелашвили, Т.Гиоргобиани, Д.Закарая).

Специальное исследование было посвящено особенностям строения центрального сегмента Средиземноморского пояса на основании террейного анализа, имеющего большое значение в историко-тектоническом аспекте (И.Гамкрелидзе, 1997). Было показано существование т.н. аккреционных террейнов первого порядка, разделенных разновозрастными офиолитовыми швами – реликтами малых и крупных океанских бассейнов геологического прошлого. Вместе с тем, было показано, что тектоническое районирование в пределах уже сформированной структуры должно быть основано на рассмотрении его современной тектонической структуры, т.е. на выделении современных структурно-морфологических зон. С этих позиций вновь рассмотрена проблема тектонического районирования территории Грузии и составлена новая схема ее тектонического расчленения (И.Гамкрелидзе, 2000).

Количественная оценка степени деформации, испытанной Северо-Западным Кавказом в течение раннеальпийского этапа, позволили Т.В.Гиоргобиани (1998) определить величину сокращения его доскладчатых размеров. Он же провел целый ряд моделирований тектонических структур разного ранга, типа и морфологии Большого Кавказа.

В пределах Локского кристаллического массива были обнаружены и изучены породы офиолитовой ассоциации докембрийского возраста (И.Гамкрелидзе, Д.Шенгелиа, Г.Вашакидзе, Ю.Швелидзе, 1999).

В течение последних лет проведено разностороннее исследование доальпийского кристаллического фундамента Кавказа (И.Гамкрелидзе, Д.Шенгелиа, 1998-2007), на основании которого кардинально были изменены существующие ранее представления о возрасте, характере и времени проявления испытанного его породами регионального метаморфизма. Впервые был установлен докембрийский возраст целого ряда метаморфических и магматических комплексов. Была создана их петрогенетическая модель, которая основывается на данных о горизонтальной тектонической расслоенности земной коры в пределах кристаллического фундамента разных тектонических зон Кавказа. В частности, было установлено, что его доальпийский фундамент состоит из т.н. вертикально-аккреционных комплексов, состоящих из фрагментов террейнов, сформированных в совершенно разных геодинамических условиях. Было высказано мнение о том, что в становлении метаморфических и магматических пород, наряду с субдукционным и другими источниками тепла, большую роль играет т.н. диссипативное тепло, гене-

рируемое в подошве крупных аллохтонных тел. Показано, что гранитоидный магматизм и метаморфизм того или иного типа, являясь отражением вариации термобарического поля во внешних оболочках Земли, представляет прямое следствие геодинамического режима и особенностей внутреннего строения различных структурных единиц земной коры и литосферы Кавказа (И.Гамкрелидзе, Д.Шенгелиа, 2005). Монография И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа заслужила высокую оценку. По мнению академика В.Е.Хаина, “выход в свет этой монографии является, несомненно, крупным событием в истории геологического изучения Кавказа”, а член-корреспондент РАН С.П.Кориковский считает, что эта книга вызовет самый широкий интерес специалистов по складчатым областям и офиолитовым комплексам и “может стать энциклопедией геологических сведений по кристаллическим образованиям Кавказа”.

Большое значение имело проведенное исследование по геодинамической типизации докембрийского и фанерозойского магматизма Грузии (И.Гамкрелидзе, О.Дудаури, Г.Надареишвили, Н.Схиртладзе, Б.Тутберидзе, Д.Шенгелиа, 2002). На основании вещественного состава и петрохимической специфики выделены и охарактеризованы четыре основных геодинамических типа: океанский, субдукционный, внутриплитный и коллизионный.

Специально была исследована проблема связи осадконакопления с орогеническими фазами (Ф.Маисадзе, 2004, 2008) и механизм формирования эоценовых олистостромов Грузии (Ф.Маисадзе, 2006).

Детально были изучены морфогенезис и кинематика тектонических структур молласовых впадин Грузии (Л.Башелеишвили, 1999-2005).

Среди исследований прикладного характера значительной является проблемы сейсмотектоники и создания геоструктурной базы оценки сейсмической опасности территории Грузии и смежных регионов. В связи с этим были составлены карта и оригинальный каталог активных глубинных разломов, который основывается на выявлении комплекса геологических и геофизических данных и их числовых значений для оценки сейсмической опасности (И.Гамкрелидзе, Г.Гиоргобиани, С.Кулошвили, Г.Лобжанидзе, Г.Шенгелиа, 1998).

Кроме того, на основании детального и регионального структурного анализа были составлены карты ориентации векторов тектонических напряжений и вертикального и горизонтального движения земной коры территории Грузии на неотектоническом этапе ее развития (И.Гамкрелидзе, С.Кулошвили, 1998).

Под редакцией И.П.Гамкрелидзе в 2003 г. была издана электронная версия геологической карты Грузии 1:500 000 масштаба (автор Г.Гуджабидзе) и объяснительная записка к ней. В 2007 году была также издана электронная версия тектонической карты Грузии 1:500 000 масштаба (редактор И.Гамкрелидзе, авторы: И.Гамкрелидзе, М.Пруидзе, М.Гамкрелидзе, М.Лоладзе).

Были изучены геологические и сейсмотектонические условия трасс нефтепровода Баку-Тбилиси-Джейхан и газопровода Шах-Денис (И.Гамкрелидзе, Л.Башелеишвили, 2004).

На основании полевых наблюдений, анализа буровых и геофизических данных было установлено, что формирование тбилисских олистостромов среднеэоценового возраста связано с субмеридиональным длительно развивающимся, консидеминтационным, скрытым глубинным разломом (нормальным сбросом), который прослеживается в основном вдоль правобережья реки Куры (И.Гамкрелидзе, Г.Надареишвили, Т.Цамалашвили, Л.Башелеишвили, С.Надареишвили, 2008). Выяснилось, что этот разлом испытывает омоложение на неотектоническом этапе и является сейсмоактивным (И.Гамкрелидзе, Т.Цамалашвили, З.Джавахишвили и др., 2008).

Одно из значительных мест в исследованиях Геологического института отводится петрологии, в развитии которой огромная заслуга принадлежит Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили и их многочисленным ученикам. В течение первого периода (с 30-х годов прошлого столетия) изучались, главным образом, интрузивные образования фанерозоя (Г.Заридзе, Н.Татришвили, Ш.Джавахишвили), а метаморфические породы – лишь в общих чертах. На Дзирульском массива Г.М.Заридзе (1938) обнаружил и детально изучил Хевский интрузив, исследовал Эцерский интрузив на Южном склоне Большого Кавказа (Г.Заридзе, В.Чичинадзе, 1940). Он же доказал их среднеюрский возраст. Позднее Г.М.Заридзе (1947) суммировал результаты исследований мезо-кайнозойских магматических пород, определил закономерности развития магматизма и охарактеризовал генетически связанные с ним рудопроявления.

Н.Ф.Татришвили изучила (1948) петрографию и геологические взаимоотношения магматических и метаморфических пород Большого Кавказа и Закавказского срединного массива.

С исследованиями петрографии магматических пород Грузии тесно связано имя Г.Р.Чхотуа, который детально изучил интрузивы Абхазии, а также основные и ультраосновные образования верховьев р.Кодори. Результаты его кратковременной деятельности обобщены в работах высокого научного уровня - "К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р.Кодори в Абхазии" (1938) и "Интрузии Абхазии" (1944).

Несомненно большой научной ценностью обладают труды С.С.Чихелидзе. В частности, "Геологические наблюдения в юго-западной части Дзирульского массива" и "Доюрские формации Грузии" (1948, 1949), в которых вместе с регионально-геологическими вопросами рассмотрен также вещественный состав пород

Сотрудниками отдела петрологии в течение десятилетий (после 1955 г.) детально изучались кристаллические образования Дзирульского, Храмского и Локского массивов, магматические и метаморфические формации кристаллического ядра и Передового хребта Большого Кавказа.

Ш.И.Джавахишвили детально исследовал Локский массив (1958). И.И.Хмаладзе изучил малые интрузии ущелья р.Кубань (1958). Д.М.Шенгелиа опубликовал книгу, в которой суммированы результаты исследований по Дарьяльскому массиву (1962). Исследования малых интрузий Болнисского района завершились выходом в свет книги О.З.Дудаури (1965). Данные, полученные И.И.Кикнадзе для третичных интрузивов верховьев р.Цхенисцкали суммированы в специальной монографии (1967).

Г.Д.Думбадзе принадлежит значительная роль в изучении геологии и петрохимии метаморфитов-древних основных и ультраосновных пород Главного хребта Большого Кавказа (1975, 1977), в исследовании метаморфических образований с редкими для Кавказа парагенезисами - кианитовых амфиболитов, родингитов, эклогитоподобных пород (1971, 1982). В составе буульгенской серии им установлено присутствие океанических толеитов (1977), а в соавторстве с сотрудниками Института (И.Гамкрелидзе, М.Кекелия, О.Хуцишвили) описаны фрагменты метаофиолитов Дзирульского массива (1981). М.Б.Абесадзе изучила петрографические особенности филлитов Дзирульского массива (1969).

Т.Г.Чхотуа изучена петрология метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа в пределах Абхазии, описаны особенности эволюции метаморфических процессов (1971-1977). В результате комплексных работ с сотрудниками Института (М.Абесадзе, Ш.Адамия, Г.Думбадзе, М.Кекелия, Г.Цимакурдзе, И. Шавишвили) Т.Г.Чхотуа были опубликованы статьи, отражающие проблемы геологии, тектоники, петрохимии и геодинамики метаморфитов Главного и Передового хребтов Большого Кавказа и Локского массива (1978, 2006). Были выделены метаофиолиты и островодужные комплексы (1978), описаны аккреционные периокеанические комплексы Палеотетиса в структурах Кавказа (1980, 1985), доальпийские тектонические покровы в метаморфитах лабинской серии (1986) и Локского массива (2002), рассмотрена геология террейнов (1996, 1997) и др. вопросы формирования кристаллического фундамента Кавказа.

Г.К.Цимакурдзе выделил генетические типы гранитоидов Верхней Сванети (1971). Им же изучены гранитоиды и связанные с ними метаморфиты Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. Результатом исследований Цейского интрузива на Северном Кавказе стала монография Д.Н.Кецховели (1972). М.Г.Тогонидзе детально изучила Горабский интрузив (1973). Она установила многофазность интрузивного тела, формирование которого происходило от ультраосновных пород до ультракислых, проследив изменение состава породообразующих минералов в процессе развития магматизма. О.З.Дудаури и М.Г.Тогонидзе севернее Горабского интрузива, в полосе развития лейасовых сланцев был обнаружен выход кристаллического субстрата, сложенный амфиболитами и плагиогранитами (1972). В течение многих лет К.С.Чихелидзе изучала акцессорные минералы гранитоидов Дзирульского массива, а О.З.Дудаури и М.Г.Тогонидзе - мезозойские интрузивы южного склона Большого Кавказа (1975) и Дзирульского массива (1981, 1985). Многолетняя работа О.З.Дудаури по изучению мезозойского интрузивного магматизма была обобщена в докторской диссертации "Петрология мезозойских интрузивных комплексов Грузии" (2003). М.Б.Абесадзе, Г.К.Цимакурдзе и Т.Г.Чхотуа продолжали работы по изучению петрологии древних кристаллических комплексов на северном склоне Большого Кавказа. Д.М.Шенгелиа, Д.Н.Кецховели установили физико-химические условия образования метаморфических свит Абхазии (1982).

Д.М.Шенгелиа, наряду с общеизвестными генетическими типами гранитоидов, выделил два новых типа - Т и V. Формирование первого связано с угощением, а второго – с разгрузкой земной коры (1998).

В противоположность существующему до последнего времени взгляду, Д.М.Шенгелиа (в соавторстве с И.Гамкрелидзе) обосновал полициклический характер регионального метаморфизма в доальпийском кристаллическом фундаменте Кавказа и установил целый ряд его этапов (1999, 2005). Этими исследователями выявлено широкое распространение варисских шарьяжей в зоне Главного и Передового хребтов Большого Кавказа, в Дзирульском (в соавторстве с А.Окроецваридзе), Локском (в соавторстве с И.Швелидзе, Г.Вашакидзе), Ахумском и Асричайском (в соавторстве с Т.Цуцунава) кристаллических массивах (1998, 1999, 2001, 2005).

А.В.Окроецваридзе на основании детального изучения гранитоидов Большого Кавказа выделил их генетические типы и сгруппировал в серии (1995). В начале 90-х годов он изучил герцинский плутонический магматизм, впервые выделив 4 генетических ряда и произвел их идентификацию с гранитоидами S, I и M типов.

К.С.Чихелидзе (2004) впервые в районе Дзирульского массива систематизировала типоморфные морфологические признаки акцессорного циркона по различным кристаллическим породам доюрского возраста. Она установила, что каждая возрастная группа пород характеризуется цирконом определенного типа.

Т.Н.Цуцунава (1997, 2005) комплексно и детально исследовала низкотемпературный региональный метаморфизм Кавказа: уточнены фации и субфации, установлены первичные породы метаморфитов всех структурных единиц, четко отграничены друг от друга продукты проградного и ретроградного ступеней метаморфизма, а также диафтореза. Разработана новая усовершенствованная модель низкотемпературного регионального метаморфизма Кавказа.

Впервые на Кавказе среди низкотемпературных пород Т.Н.Цуцунава с С.П.Кариковским (2004, 2005) были выделены анхиметаморфические породы, ранее рассматриваемые в составе "истинно" метаморфических пород. Установлено, что большинство пород зоны Главного хребта и Бечасынской зоны, а также породы дизской серии Чхалтинско-Лайлинской зоны, неоавтохтонная чешорская свита Дзирульского кристаллического массива, аллохтонные песчаники Храмского кристаллического массива и агверанская свита Далларского метаморфического комплекса Цахкуняцкого кристаллического массива испытали лишь анхиметаморфизм.

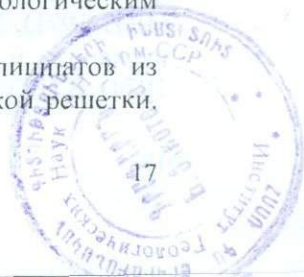
В эти же годы Д.Г.Шубитидзе проведено детальное петро-геохимическое изучение риктитов и микрозондовое исследование слагающих их минералов.

С 1941 года в Геологическом институте начались систематические минералогические исследования. С этого времени по 1948 год Е.К.Везиришвили и Т.Д.Багратишвили под руководством Г.В.Гвахария изучали поствулканические минералы позднемиловых вулканитов, минералы ртутных месторождений и халькопирит-пиротиновых проявлений Большого Кавказа, а также месторождений баритов Западной Грузии. В 1949-1956 гг. в отделе минералогии проводилось изучение вещественного состава полиметаллических месторождений. На этом этапе к этим работам подключились Т.В.Иваницкий и З.В.Отхмезури. Наряду с вещественным составом были исследованы минералогия и структурно-морфологические особенности первичных руд полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений Квайса, Маднеули, ущ. рр. Джебджора и Дамблуд.

В этот период, в связи с возникновением новых проблем в минералогической науке, все более широкие масштабы принимают исследования типоморфизма главных породобразующих минералов и региональной минералогии.

В первой половине 60-х годов прошлого столетия на основании исследования пироксена и амфиболов из плутонических пород различного возраста, геологического положения и химического состава, впервые были рассмотрены вопросы эволюции этих минералов в связи с изменением термодинамического режима при кристаллизации (Г.Гвахария, Е.Везиришвили, Т.Багратишвили, Р.Манвелидзе, Р.Ахвледиани). Позднее (1975-1990 годы) с привлечением современных методов, продолжились детальные минералогические исследования вулканических пород Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Было установлено, что составы минералов находятся в тесной связи с условиями образования, составом материнской породы и с геологическим режимом эоценового этапа становления региона (Г.Насидзе).

С 60-х годов в отделе минералогии Р.М.Манвелидзе начато изучение калициатов из гранитоидов Грузии с точки зрения структурной упорядоченности кристаллической решетки.



5687

Определены факторы, суммарное воздействие которых обуславливает формирование различных структурно-оптических типов калишпатов. Установлено, что важнейшим критерием генетического разделения гранитоидных пород Грузии является закономерное распространение различных структурно-оптических типов калишпатов. Высказаны новые версии об относительной глубине формирования гранитов Дзирульского массива и пространственном распределении пегматитовых жил в массиве.

Р.А.Ахвледiani разработаны методы расчета термодинамических параметров некоторых породообразующих минералов, расшифрованы термодинамические условия формирования метаморфических пород. В результате статистической обработки материала появилась возможность составления термо- и изобарических карт. Разработан метод пересчета химических анализов пород, на основании которого возможно восстановление первичной природы материнской породы.

Анализ минералогических данных по гидротермальным и вулканогенно-осадочным цеолитам из вулканогенов Аджаро-Триалети позволил выявить клиноптилолитсодержащие породы (Т.Батишвили, Г.Микадзе).

По минералогическим данным и условиям образования агатов, халцедонов и связанных с ними гидротермальных образований в мезо-кайнозойских вулканитах Ахалцихского и Каспского районов Ц.Ш.Каргаретели установила, что минерализация пространственно и генетически связана с вмещающими породами.

И.У.Швелидзе были изучены породообразующие минералы Главного хребта Большого Кавказа, Дзирульского, Локского и Храмского массивов, в результате чего были выявлены типоморфные свойства слоистых силикатов. Установлено, что для биотитов из метаморфитов Большого Кавказа характерно изменение кристаллического состава от железистых до магневых разновидностей; наряду с этим изменяется и политипный состав – от неупорядоченных до высокоупорядоченных разновидностей. Этот же автор исследовал типоморфные особенности состава и структуры минералов группы триоктаэдрических слюд из метаморфических образований Дзирульского кристаллического массива.

С целью изучения вопросов минералообразования Г.И.Насидзе и Е.К.Кванталиани провели термодинамическое исследование некоторых цеолитов, на примере которых были произведены расчеты теплоемкости при постоянном давлении. Ими сделана попытка использования полученных данных для объяснения происходящих процессов в парагенетических системах минералообразования.

К концу 30-х годов прошлого столетия в Геологическом институте получило развитие новое направление – палеовулканология, основоположником которой стал Г.С.Дзоценидзе, исследовавший порфиритовую серию байоса в Горной Раче и Цхинвальском регионе. Уже в ранних работах выявился характерный для Г.С.Дзоценидзе комплексный подход к изучаемым проблемам. Позднее он стал основоположником новых важных направлений – учения о влиянии вулканизма на осадконакопление и теории вулканогенной металлогении. Последняя разработана совместно с Г.А.Твалчрелидзе. Г.С.Дзоценидзе рассматривал вулканизм в тесной связи с процессами, протекающими в земной коре: вулканизм и тектоника, влияние вулканизма на осадконакопление, закономерности вулканической и вулканогенно-осадочной металлогении, формирование нерудных ископаемых в связи с вулканизмом (1948, 1965).

В 1948 г. Г.С.Дзоценидзе была присуждена Сталинская премия за монографию “Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии”, а в 1972 г. монография “Вулканизм и рудообразование” была удостоена Ленинской премии.

Исследования Н.И.Схиртладзе внесли значительную лепту в деятельность отдела вулканологии. Им был изучен неоген-четвертичный вулканизм Грузии. Этой проблеме посвящена его монография (1958), которая и по сей день остается настольной книгой для всех, кто интересуется вопросами молодого вулканизма Кавказа.

В 1958 г. отдел палеовулканологии, так же как и другие структурные подразделения Института, пополнился молодыми кадрами, в основном за счет студенческой молодежи. Каждому из них было поручено изучение определенной вулканогенной формации. Г.Ш.Надареишвили и М.Б.Лордкипанидзе изучали средне- и верхнеэоценовые вулканиты Аджаро-Триалети (1951-1971), Т.В.Джанелидзе – байосскую порфиритовую серию (1960-1970), Г.А.Микадзе – вулканизм и вулканогенный флишевый литогенез восточной части Аджаро-Триалети (1960-1974), В.И.Гугушвили – верхнемеловую “свиту Мтавари” Грузинской глыбы (1960-1967). Инте-

ресы этих ученых не были ограничены их узкой специальностью, и они начали исследования на стыке смежных геологических направлений. Г.Ш.Надареишвили успешно исследовал проблемы классификации пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, работал над разработкой методики составления вулканических карт по данным бурения, детально изучил мезо-кайнозойские вулканогенные формации (1969-1990). Значительную работу проделали Г.А.Микадзе с Т.В.Батиашвили по прогнозированию и изучению месторождений вулканогенных цеолитов Грузии и Кубы (1970-1993).

В.И.Гугушвили изучил связь гидротермальной активности с вулканизмом и разработал модель формирования Маднеульского медно-полиметаллического месторождения. М.Б.Лордкипанидзе, Г.С.Закариадзе, Ш.А.Адамия, И.П.Гамкрелидзе определили тектоническую эволюцию и петролого-геодинамические особенности палеогенового вулканоплутонического комплекса Аджаро-Триалети.

В этот период М.Г.Татишвили (1975) фактически первым изучил вопросы связи среднеэоценового вулканизма Месхети с тектоникой, привел детальное петрографическое описание, дал петрохимическую и палеовулканологическую характеристику этого региона, что позволило по-новому поставить вопросы поисков и разведки некоторых полезных ископаемых в этом регионе.

В 1975-1981 гг. М.Б.Лордкипанидзе, Г.С.Закариадзе, совместно с А.Л.Книппером, изучали вулканизм офиолитового пояса Малого Кавказа.

В 80-х годах Д.М.Купарадзе исследовал юрский вулканизм Локского массива, а Д.Ф.Гоголадзе – меловые субвулканические образования Болнисского района.

В 1985 г. завершилась фундаментальная работа М.Б.Лордкипанидзе “Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика Центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса”, являющаяся первым исследованием, в котором выявлены общие закономерности развития вулканизма для системы островная дуга-тыловой бассейн на примере мезо-кайнозойского развития крупного региона. Установлена прямая зависимость времени проявления интенсивности островодужного вулканизма от скорости конвергенции Афро-Аравийского с Евразийским континентом. Обосновано положение о связи основных тектонических фаз с периодами изменения направления смещения главных плит.

Накопившийся фактический материал по геологии и магматизму Кавказа позволили Г.Ш.Надареишвили и Т.В.Джанелидзе (1998) по-новому осветить эволюцию мезозойского вулканизма Грузии в свете современных представлений об альпийском этапе тектономагматического развития Кавказа.

Согласно В.И.Гугушвили (2000), фанерозойская эволюция океана Тетис и его активных окраин в пределах Турции и Кавказа проявилась в различных геодинамических условиях, с которыми связаны различного типа вулканизм и сульфидное рудообразование. С океанической обстановкой и с вулканизмом типа СОХ связаны медно-пирротиновые месторождения Кипрского типа, а с островодужной и коллизионной ситуациями и известковисто-щелочным вулканизмом – медно-свинцово-цинковые.

На основе сопоставления литолого-фациального, минерально-петрографического и вещественного состава палеогеновых образований Восточных Понтид и юго-западной части Аджаро-Триалетской зоны Г.Ш.Надареишвили и Н.Г.Садрадзе (2004) сделали интересные выводы о том, что эоценовый вулканизм и сопутствующие ему этапы развития, а также процессы становления отдельных вулканогенно-осадочных свит протекали в схожих геологических условиях (с некоторыми различиями).

Начало литологических исследований в Геологическом институте также связано с именем Г.С.Дзоценидзе. Объектом литологического изучения стал Дзирульский кристаллический массив, который являлся источником сноса материала для таких более молодых образований, как осадочный комплекс лейаса, байосская порфириновая серия и среднеюрская угленосная формация. Результаты этих исследований суммированы в работах Г.С.Дзоценидзе (1948), Г.С.Дзоценидзе, Н.И.Схиртладзе, И.Д.Чечелашвили (1950, 1956).

В последующие годы Г.А.Чихрадзе, И.Д.Чечелашвили, М.А.Беридзе, А.Д.Копаленишвили, Г.Ш.Сибашвили, Э.В.Варсимашвили, Г.С.Кикодзе, Н.Г.Цабадзе исследуют юрские и меловые терригенные, карбонатные и вулканогенно-осадочные формации южного склона Большого Кавказа.

В конце 70-х годов изучались различные участки угленосных формаций в районе Ткибули и Ткварчели и осадочные породы Квайсинского рудного района. Одновременно с этим Г.А.Чихрадзе (1979) была выполнена важная работа по литологии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. В ней рассматриваются вопросы литостратиграфии, минерального и вещественного состава, условия осадконакопления, диагенетического перераспределения веществ, контакто-метасоматического изменения осадочных пород и особенностей источников питания бассейнов обломочным материалом. В работе сделаны некоторые новые выводы о палеогеографии и характере вулканизма в раннеюрско-ааленское время. Позднее проведено сравнительное изучение юрских осадочных формаций Грузии и Болгарии. Результаты опубликованы в виде монографии (1984), авторами которой являются И.К.Начев, Г.А.Чихрадзе, М.А.Беридзе, Э.В.Варсимашвили.

На основании детальных литологических исследований верхнеюрских пестроцветных отложений Грузии Н.Г.Цабадзе (1999) установил их вещественный состав, выделил и охарактеризовал литологические типы пород, определил обстановку седиментации и выявил условия осадконакопления.

С начала 80-х годов в отделе литологии проводились седиментологические исследования грузинского сектора Черного моря (голоцен). Определена роль эвстатики моря, неотектоники, объем твердых стоков рек, морфо- и литодинамика береговой зоны в формировании современного региона (М.Твалчрелидзе, 1988, 1994, 1995). Им также проводились исследования проблемы взаимоотношений первобытного человека с природной средой в позднем плиоцене и плейстоцене.

Впервые в Грузии Л.И.Чомахидзе (2002) детально исследовала кору выветривания на вулканогенной серии байоса. Ею определен минеральный состав и установлено стадийное преобразование минералов. Выявлены зоны гидратации, выщелачивания и гидролиза. Выделены минеральные типы профилей выветривания и дана геохимия коры выветривания.

В результате детальных исследований маастрихтских и верхнеэоценовых олистостромовых образований было выявлено, что в первом случае в их строении участвуют палеозойские гранитоиды и метаморфиты, юрские образования и обломки меловых пород, а во втором – докембрийские и типично герцинские гранитоиды, нижнеюрские сланцево-песчанниковые отложения, среднеюрские вулканиты, верхнеюрские известняки, меловые и палеогеновые карбонатно-терригенные отложения (Н.Гагнидзе, 2000, 2002).

Изучение седиментационных особенностей и литогенеза нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Западной Грузии позволили Э.В.Варсимашвили (2002) выделить один седиментационный цикл, который начинается позднеитонской трансгрессией и заканчивается позднеальбской регрессией.

В 1955 г. был основан отдел полезных ископаемых, который в начале 80-х годов прошлого столетия расширил круг своих научных исследований и был переименован в отдел геологии и геохимии рудных месторождений. Объектом исследования сотрудников отдела являлись три направления: 1. Исследование вещественного состава и условий формирования рудных месторождений (В.Надирадзе, З.Отхмезури, Э.Кахадзе); 2. Исследования структур рудных полей и месторождений (Г.Бежанишвили, Б.Алибегашвили, позднее М.Джапаридзе, Р.Мигинеишвили); 3. Исследование закономерностей образования и размещения рудных месторождений в земной коре – металлогенетические исследования (В.Надирадзе, Ю.Назаров, М.Купарадзе). Позднее появились новые направления: геология и перспективы золоторудных месторождений (В.Гелишвили), исследование газовой-жидких включений в рудослагающих минералах – термобарогеохимия (И.Долидзе), гидротермальные метасоматиты рудных месторождений (Х.Гедиашвили). Сотрудниками отдела изучены почти все более или менее значительные объекты рудных месторождений и рудопроявлений; колчеданные месторождения Юго-Восточной Грузии, структуры рудных полей Дамблуд-Мошевани, условия формирования железных месторождений Поладаури, составлены крупномасштабные прогнозно-металлогенетические карты, которые легли в основу поисково-разведочных работ. Следует отметить, что первооткрыватель разрабатываемого в настоящее время комплексного золоторудного медно-барит-полиметаллического месторождения Маднеули Ю.И.Назаров в течение ряда лет работал в отделе полезных ископаемых.

Изучение вещественного состава и геологических условий формирования месторождений и рудопроявлений цветных и редких металлов легло в основу монографии “Эндеогенные рудные формации южного склона Большого Кавказа” (З.Отхмезури, 1984).

В конце 80-х годов Г.А.Твалчрелидзе разработал вопросы, касающиеся закономерностей глобального размещения рудных месторождений. Теоретические выводы Г.А.Твалчрелидзе нашли свое отражение в его монографиях и многочисленных статьях.

Трудоемкая работа проведена В.И.Гелеишвили для установления закономерностей формирования и размещения золотого оруденения на территории Грузии. Им разработана общая систематика золоторудных формаций; выявлены геотектонические типы колчеданных районов Грузии, в том числе месторождений, характеризующихся различной степенью золотоносности. Произведена классификация рудовмещающих структур, проанализирован механизм их формирования. Рассмотрены критерии золотоносности магматических комплексов и основные принципы средне- и крупномасштабного прогнозирования (1990).

В книге А.Г.Магалашвили “Зональность и генезис Мерисского медно-полиметаллического рудного поля” (1991) рассмотрены фундаментальные проблемы генезиса жильного плутоногенного оруденения. В результате петрологических исследований выдвинута двухфазная модель становления рудогенерирующего интрузивного комплекса. На примере жильных полиметаллических месторождений рудного поля рассматриваются условия образования и новейшие вопросы теории ритмичной зональности.

Р.Р.Мигинеишвили изучил структуру и условия формирования Вальхохского свинцово-цинкового месторождения и разработал его структурно-гидродинамическую модель (1992, 2000); провел сравнительный анализ Маднеульского месторождения с аналогичными месторождениями мира и пришел к выводу, что его следует отнести к переходному вулканогенно-осадочно-эпитепмальному типу месторождений (2005).

Путем микрохимического анализа водных вытяжек из минералов исследованы флюидные включения в минералах Маднеульского колчеданно-барит-полиметаллического месторождения. В результате установлено различие химического состава включений медно-сульфидных и колчеданно-полиметаллических руд от химического состава газовой-жидких включений в кварц-баритовых рудах (И.Долидзе, 2004).

Интересными данными отличается статья С.А.Кекелия и М.А.Кекелия “Геология и условия формирования альпийских вулканогенных месторождений цветных металлов Понтида и Кавказа” (2002). Согласно этим исследователям, гидротермальные системы вулканогенных месторождений закономерно возникают на разных этапах развития активной палеоокраины Евразийского континента: на дивергентном этапе формируются гидротермально-осадочные залежи медных и полиметаллических руд; на конвергентном – вначале эпигенетические медные и в малом объеме барит-полиметаллические, а позднее – как комбинированные, так и эпигенетические руды, в основном, медь-цинксодержащие. На переходной стадии к коллизионному этапу образуются эпигенетические полиформационные месторождения. Несмотря на различие в способах рудоотложения, месторождения обладают сходными чертами минеральной зональности (2002). В 2003-2004 гг. вместе с американскими коллегами из Геологической службы США этими авторами изучались потенциальные золоторудные месторождения южного склона Большого Кавказа в пределах Рачи и Сванети. Была доказана перспективность на золото отдельных рудопроявлений. Составлена карта масштаба 1:1 000 месторождений Лухра и Зопхито.

В 1961 г. по инициативе Т.В.Иваницкого был основан отдел геохимии. Исследования проводились по двум направлениям: установление геохимических особенностей рудных месторождений и закономерности распределения редких и рассеянных элементов в сульфидных месторождениях Грузии. Им были рассмотрены многие вопросы закономерностей генезиса сульфидных месторождений Грузии (1958-1992).

Изучение геохимии Мерисского рудного узла (Т.Иваницкий, Н.Гварамадзе, Т.Мчедишвили, И.Шавишвили, М.Мачавариани, Э.Кахадзе) проводилось в 1962-1968 годах. Т.В.Иваницкий и Т.Н.Мгелишвили выявили геохимические особенности свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива (1966-1970).

Над проблемами геохимии магматических и вулканических пород западной части Аджара-Триалети в течение ряда лет (1956-1975) работал Г.С.Закариадзе. Он же внедрил метод определения редких элементов.

Исследованиями на Лухумском месторождении мышьяка М.И.Джанджгава установила содержание и закономерности поведения селена и теллура в рудах. На основании изучения магматических пород Зекарского, Локского, Храмоского, Дзирульского массивов и гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа установлены содержания и закономерности поведения редкозе-

мельных и других литофильных элементов; проведена геохимическая типизация палеозойских магматических комплексов (М.Кекелия, 1961, 1994). Изучалась также геохимия интрузивных пород Аджара-Триалети (М.Кекелия, Д.Надареишвили, 1965, 1969).

Петрологии и геохимии пород, слагающих Мерисский и Дарьяльский массивы, посвящены работы И.Д.Шавишвили. В Мерисском массиве им выделена щелочная серия пород, охарактеризованная геохимически и петрохимически (1965-1975). Вопросами, касающимися поведения меди в породах Мерисского массива, занималась Т.Д.Мчедлишвили (1969-1974). Ш.А.Бухникашвили (1969-1980), изучившая интрузивы южного склона Большого Кавказа, установила закономерности распределения ряда редких элементов в генетических группах пород.

В 1957 г. из отдела полезных ископаемых выделился отдел гидрогеологии и инженерной геологии (руководитель С.Чихелидзе), на базе которого в конце 1958 г. при Президиуме АН ГССР была создана проблемная лаборатория, затем И.М.Буачидзе преобразованная в Институт гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР.

В 1955 г. на базе Института была создана лаборатория абсолютного возраста, руководителем которой стал М.М.Рубинштейн. Через несколько лет в лаборатории начались систематические измерения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом. В изданной в 1967 г. монографии М.М.Рубинштейна освещены основные принципы геологической интерпретации геохронологических данных. В значительной степени уточнена фанерозойская геохронологическая шкала (в особенности ее юрская и палеоген-неогеновая части), установлена продолжительность юрского периода.

С 1978 г. лабораторией руководит О.З.Дудаури. Изменилось ее название – она стала Лабораторией изотопной геохронологии. По инициативе О.З.Дудаури полностью обновлена инструментальная база, внедрен более точный вариант калий-аргонового метода определения возраста пород и минералов.

В 1978-1995 гг. были проведены важные работы по датированию гранитоидов Дзирульского массива и геологической интерпретации данных, по датированию изотопными методами тешенитов и среднеюрских и интрузивных комплексов Западной Грузии, по определению геологического возраста месторождений и магматических пород Юго-Восточной Грузии (О.Дудаури, М.Тогонидзе, Г.Вашакидзе). Под руководством О.З.Дудаури выполнялись геохронологические работы для учреждений практической геологии.

К концу 90-х годов прошлого столетия сотрудниками лаборатории изотопной геохронологии опубликован ряд статей. А именно – “Петрология и изотопный возраст Киран-Абакурского интрузивного комплекса” (О.Дудаури, М.Тогонидзе), “Мезозойские интрузивы Локского массива” (Г.Вашакидзе), “Региональные проблемы изотопной геологии” (О.Дудаури, М.Тогонидзе, Г.Вашакидзе).

Изучив петрологию и геохронологию Дзирульского кристаллического массива М.Г.Тогонидзе и О.З.Дудаури (2000) показали, что среди гранитоидов самыми ранними являются гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, U-Pb возраст которых по цирконам оказался докембрийским (726 ± 222 млн. лет). Граниты Дзирульского массива и их дифференциаты – аплиты и пегматиты по K-Ar методу дали среднекарбонные (в среднем 325 млн. лет) цифры. Такие же возрастные значения имеют K-Ar методом биотиты из кварцевых диоритов, что обусловлено значительным “омоложением” этих минералов из-за потери аргона под воздействием тотального прогрева пород массива, вызванного внедрением гранитной магмы.

Г.Т.Вашакидзе детально изучил петрологию и геохронологию Локского кристаллического массива. Он установил последовательность формирования пород от кварцевых диоритов до микроклиновых гранитов и сопутствующих им аплитов и пегматитов. Эти породы образовались в палеозойское время в промежутке от 370 до 325 млн.лет. На массиве им были выделены и датированы среднеюрские, меловые и эоценовые небольшие интрузивные тела (1999).

В 1988 году под руководством О.З.Дудаури и М.Г.Тогонидзе была организована международная геологическая экспедиция в Абхазию с целью комплексного изотопно-геохронологического изучения Келасурского многофазного гипабиссального интрузива. В работе экспедиции принимали участие ученые из России, Украины, Германии, Болгарии и Венгрии. Полученные результаты опубликованы в журнале “*Chemie der Erde*” (51, №2/3, 1991).

С 2002 года О.З.Дудаури и Г.Т.Вашакидзе проводят совместные работы с сотрудниками ИГЕМ РАН (Москва) И.В.Чернышевым и В.А.Лебедевым по датированию плиоцен-четверти-

чных вулканических образований Грузии. Полученные результаты опубликованы в центральных российских журналах.

В связи с основанием в 1981 г. отдела физико-химических методов коллектив Геологического института еще более расширился. Сотрудниками отдела, под руководством В.Г.Гвахария, изучены состав, физико-химические и технологические свойства синтезированных и природных цеолитов Грузии, России, Мексики и Кубы.

С целью определения степени концентрирования веществами цветных, благородных и редких металлов исследованы разного рода сорбенты. Подобраны такие из них, которые проявляют высокую сорбционную емкость и селективность по отношению к серебру и золоту, а также высокоселективные сорбенты для ниобия, с помощью которых осуществлен прецизионный метод анализа этого информативного, с геохимической точки зрения, элемента.

В почвах и водах высокогорных курортов Грузии изучена степень их загрязненности техногенным свинцом и кадмием. В промышленных и жилых районах Тбилиси исследованы почвы на загрязненность токсичными металлами и составлены соответствующие карты. Изучено влияние Маднеульского горно-обогатительного комбината на сельскохозяйственные площади и речные воды, установлены источники загрязненности и пути ее распространения.

В 1982 г., согласно постановлению Президиума АН Грузии, из Института кибернетики в Геологический институт был переведен отдел физической кристаллографии (заведующий М.Намталишвили). Основные направления работы отдела – моделирование природных процессов роста кристаллов, разработка новых технологий и получение материала в виде кристаллов с заранее заданными физическими свойствами. Проводятся фундаментальные исследования в области кристаллографии, оптики, физики твердого тела и квантовой электроники. Особый интерес представляют новые технологии роста монокристаллов галогенидов серебра и гранатов, в которых катионы замещены редкоземельными элементами.

С 1932 г. Институт издает собственную периодическую печатную продукцию. До 1942 г. издавался “Бюллетень Геологического института Грузии”. Затем, с 1952 до 1965 г. печатались “Труды Геологического института Грузии” в двух сериях: геологическая и минералого-петрографическая.

В 1948-1965 гг. издавалась серия “Монографии”, а с 1965 г. по настоящее время выходит по выпускам “Новая серия трудов Геологического института”. Всего издано “Бюллетеня” – 16 томов, “Труды” по сериям – 33 тома и “Новая серия трудов” – 114 выпусков, 64 монографии. Институтом изданы “Сборники трудов”, посвященные важным событиям (сессиям Международного геологического конгресса, юбилейным датам и др.).

В Институте существует монографический палеонтологический музей. Здесь хранятся 130 монографически изученных и опубликованных палеонтологических коллекции (фауна, флора).

До 2007 г. в Институте функционировал научно-аттестационный совет по присуждению научных степеней.

По инициативе Геологического института проведены различные всесоюзные и международные конференции, сессии и симпозиумы.

Сотрудники Института нередко принимают участие в проводимых за рубежом международных научных мероприятиях – сессиях, коллоквиумах и конгрессах.

Определенная часть сотрудников Геологического института участвует в международных грантах (INTAS, ITF, NATO, CRDF-GRDF, UNESCO, ISTC).

Таков вкратце путь, пройденный коллективом Института геологии им. А.Джанелидзе за 80 лет его существования. Он ясно свидетельствует, что достижения грузинских ученых-геологов поистине весомы и значительны.

ON GENESIS OF TBILISI OLISTOSTROMES

I.Gamkrelidze, G.Nadareishvili, T.Tsamalashvili, L.Basheleishvili, S.Nadareishvili

On Genesis of Tbilisi Olistostromes. I.Gamkrelidze¹, G.Nadareishvili¹, T.Tsamalashvili², L.Basheleishvili¹, S.Nadareishvili¹. ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge); ²Seismic Monitoring Center of Georgia, Nutsubidze. st. 77; Tbilisi 0177 (tamo@seismo.ge).

On the basis of field observation, analysis of boring and geophysical data is shown that formation of Tbilisi olistostromes of Middle Eocene age was connected with submeridional, long developed, consedimentation hidden deep fault (normal fault) tracing mainly along the right bank of the Kura River.

თბილისის ოლისტოსტრომების გენეზისის შესახებ ეგამყრელიძე¹, გ.ნადარეიშვილი¹, თ.წამალაშვილი², ლ.ბაშელეიშვილი¹, ს.ნადარეიშვილი¹. ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge); ²საქართველოს სეისმური მონიტორინგის ცენტრი, ნუცუბიძის ქ. 77. 0177, თბილისი (tamo@seismo.ge).

საკვლე დაკვირვებების, ბურღვის და გეოფიზიკური მონაცემების ანალიზის საფუძველზე ნაჩვენებია, რომ შუაეოცენური ასაკის თბილისის ოლისტოსტრომების წარმოშობა დაკავშირებული იყო სუბმერიდიანულ ხანგრძლივად განვითარებად, კონსედიმენტაციურ, ფარულ სიღრმულ რაღვევასთან (ნახსლექთან), რომელიც გაიდენება ძირითადად მდ.მტკვრის მარჯვენა ნაპირის გასწვრივ.

О генезисе тбилисских олистостромов. И.П.Гамкrelidze¹, Г.Ш.Надареишвили¹, Т.Н.Цамалашвили², Л.Б.Башеленишвили¹, С.Надареишвили¹. ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права. Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge); ²Центр сейсмического мониторинга Грузии, ул. Нуцубидзе 77, 0177 Тбилиси (tamo@seismo.ge).

На основании полевых наблюдений, анализа буровых и геофизических данных показано, что формирование тбилисских олистостромов среднеэоценового возраста связано с субмеридиональным длительно развивающимся, конседиментационным, скрытым глубинным разломом (нормальным сбросом), который прослеживается, в основном, вдоль правобережья р.Курь.

Genesis of Tbilisi olistostromes of Middle Eocene age, which first was described by H.Abich under the name "conglomerates of entangled bedding", for a long time arouses a great interest. L.Koniushevski marked sedimentary nature of this "conglomerates". According to V.Pakhomov (1937) deposits with entangled bedding represent the result of subaqueous slumps and downfalls. I.Kacharava (1936) connected their origin with subaqueous slumps, but P.Gamkrelidze (1949) – with volcanic explosion and throw out on the surface blocks of older sedimentary rocks. M.Varentsov (1950) spoke about denudation of cordillera. A.Janelidze (1946) prefers to speak about "coastal downfalls". Later on A.Janelidze et al. (1955) noted that so-called "conglomerates of entangled bedding" unite two genetically different formations – clumpy breccias, consisting of chaotically oriented large blocks of rocks, and younger suite of distinctly bedded volcanogenic sandstones (microbreccias), where one can find dispersed large and small fragments mainly of andesite-basalts, porphyrites and dacites, as well as remnants of lava sheets. According to these authors clumpy breccias are products of intensive dynamic coercion of tsunami waves on coastal zone.

The formation of coastal conditions according to A.Janelidze et al. (1955) favored generation of inner cordillera (Teleti, Mamadaviti and other anticlines) as a result of manifestation of Trialetian orogeny before Upper Eocene, but major source for clastic material, according to these authors, was a land situated on the east, where due to weakening of folding a basin probably was closed, and in the south-west, in Khrami massif region, that is confirmed by presence of rounded fragments of Cretaceous limestones.

G.Nadareishvili et al. (1989) supposed that formation of "conglomerates of entangled bedding" was bound up with submeridional deep fault tracing along the Kura River, but the opinion was not established by corresponding factual geological material.

Conducted by us field works showed that conglomerates of entangled bedding represent typical olistostromes, containing blocks and clumps (olistolithes) and plates (olistoplaks) of different age rocks

including older – Cretaceous rocks. At present it is generally accepted that olistostromes are generated either in active faults zone or in frontal parts of advancing nappes (Leonov, 1981; Khain, Lomize, 2005). One of the authors of this paper (I.Gamkrelidze) himself had an opportunity to be completely convinced in validity of this statement; he had for a long time (1976-1990) been in a position to investigate the nappe structures of the Caucasus, Alps, Western and Central East Carpathians, Rhodopian massif, Kryshrides and the Northern Pyrenees (Gamkrelidze, 1982, 1991).

A.Janelidze et al. (1955) described rather in detail both separate included blocks and whole horizons and a matrix of these chaotic formation of Tbilisi region. Our investigation confirmed presence of different size mostly angular and, in places, more or less rounded inclusions of Cretaceous limestones and effusive rocks (andesites, basalts, rhyolites, dacites) typical for the Adjara-Trialeti zone, as well as terrigenous rocks (sandstone-siltstone and clastic limestone turbidites, tephroturbidites, pelagic argillites, motley clays, marls and tuffs) representing, on the basis of all signs, fragments of Paleocene-Lower Eocene flysch and of the Lower part of Middle Eocene of the Adjara-Trialeti zone. Consequently all these fragments represent so-called intraclasts but olistostromes-endoolistostromes.

These data undoubtedly indicate that source of removal of clastic material was within the Adjara-Trialeti zone. At the same time quite a number of signs of Tbilisi olistostromes, in particular the presence of erratic masses from underlying deposits of the same basin, relatively small thickness, the absence in them of tectonically reworked particles, availability of clearly expressed slump-downfall structures and textures, primary normal interrelations of olistostromes with enclosing deposits, the presence of normal-sedimentary rocks interbedding with olistostromes, undoubtedly concern these formations to typical gravitational olistostromes (β -mixtites after M.Leonov, 1981). Besides, the presence of volcanic material in fragments and matrix, as well as association with volcanic formations, points to their belonging to volcanogenic-gravitational olistostromes ($\delta\beta$ -mixtites after M.Leonov, 1981).

Analysis of boring data (Fig.1,2) and field observations indicate that olistostromes with maximum thickness 100-120 m were spread from northern to southern border of this part of Adjara-Trialeti zone. To the west in southern part of this zone, on the meridian of v.Asureti they are replaced by normal sedimentary-volcanogenic Middle Eocene. In the south olistostromes, with thickness 35-40 m, are present in borehole of v.Tsalaskuri environs (bor. 12), but to the south, in Rustavi boreholes (1.3 and 16^a) Middle Eocene with thickness 200 m is represented by tuffites, marls and aleurolites and not by olistostromes (Fig.1, 2). To the west from Tbilisi, in borehole Saburtalo 1 olistostromes are present. This fact points out that Middle Eocene olistostromes are spread both on anticline uplifts of Teleti, Mamadaviti and in Saburtalo synclinal fold (Fig. 4). However to the west, in boreholes Lisi 1 and Lisi 2, olistostromes are absent (see Fig. 1, 2).

In the east, judging by surface outcrops of Soganlugi environs, as well as by boring data (Tabori 4, Teleti 32 and 23) between boreholes Teleti 32 and 23 olistostromes are replaced by normal-sedimentary rocks.

Afore-cited data allow approximately outline Tbilisi olistostromes spreading area, occupying about 500 km² (see Fig.1).

Highly urgent is an issue of location of clastic material (especially Cretaceous rocks) disintegration area of Tbilisi olistostrome stratum. Analysis of available geological, as well as boring data indicates that this material can not come from the south as in southern part of the Adjara-Trialeti zone under the Middle Eocene is present thick flysch strata of Paleocene-Lower Eocene that is established both by surface outcrops and boring data (bor. Teleti 19, 13, Rustavi 3, 16^a, Shavsakdari 5). Here thickness of these deposits increases from south to north from 1500 to 2800 m (see Fig. 2).

In the north, in environs of town Mtskheta also presence rather decreased in thickness flysch deposits underlain by carbonaceous Upper Cretaceous that essentially excludes possibility of coming in the Middle Eocene sedimentary basin of Upper Cretaceous limestones and, all the more, Albian-Lower Turonian volcanogenic rocks from the north side. It should be taken into account that in borehole Teleti 19 and westwards, up to the Tedzami anticline, Upper Cretaceous is completely built up of carbonaceous deposits. Cretaceous volcanogenic rocks under carbonaceous Upper Cretaceous, judging by Rustavi boreholes (13, 16^a) appear only to the east of borehole Teleti 19. Consequently, clastic material of Cretaceous volcanogenic rocks can not come from west as well. It is also confirmed by the presence of thick (more than 900 m) Paleocene-Lower Eocene deposits in borehole Tel. 19 (see Fig. 2).

Boring data within the south-eastern part of Tbilisi city (bor. 1, 2, 3, 5, 7, 9, 11), indicate the presence of thick Paleocene-Lower Eocene deposits under the Middle Eocene. Consequently in this part of the city also is impossible to imply the existence of source of Cretaceous limestones and

volcanites clastic material (see Fig. 2). Very thick Paleocene-Lower Eocene deposits are present to the south-west from Tbilisi, in borehole Tel. 19 as well.

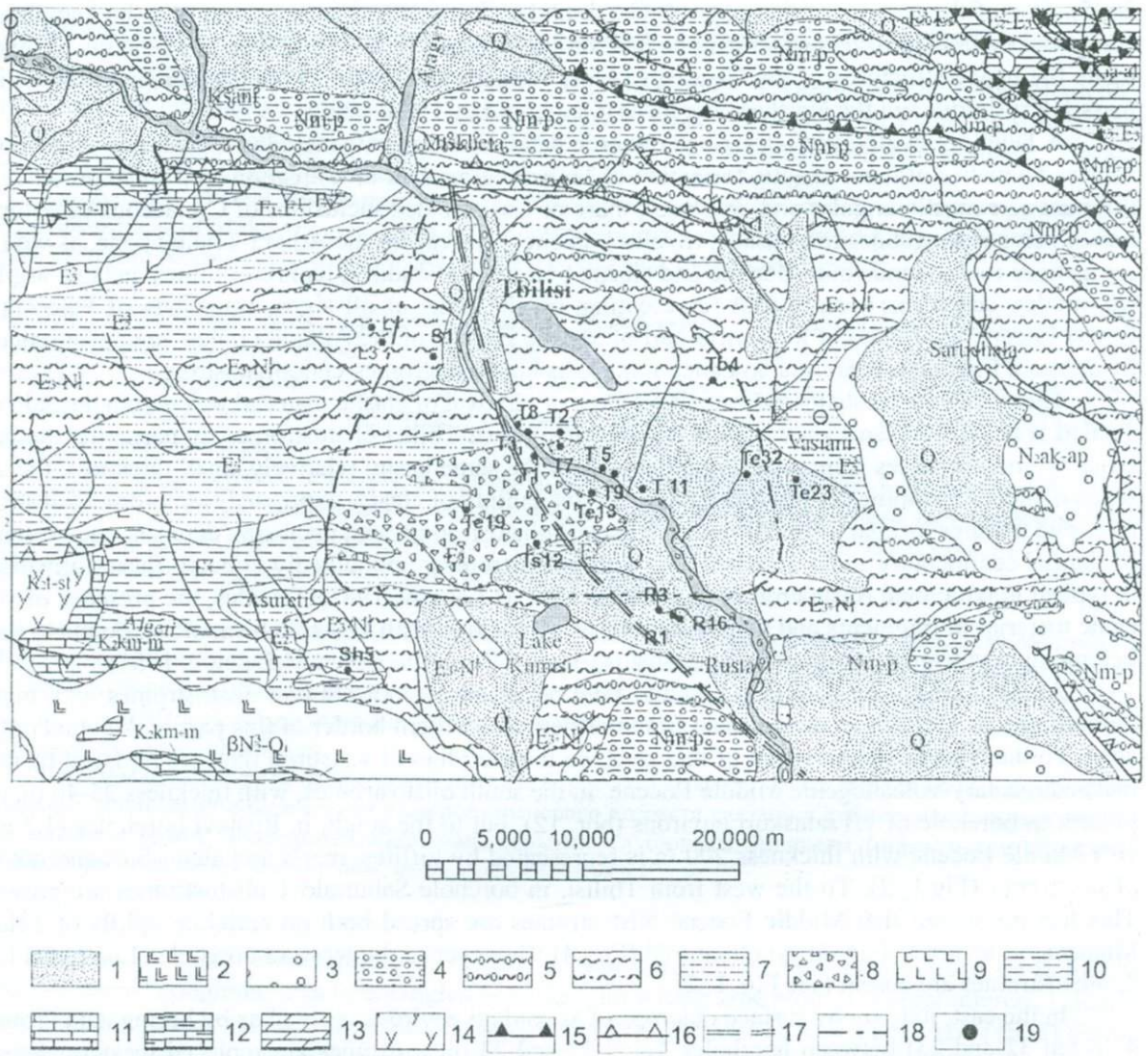


Fig. 1. Geological map of eastern termination of Ajara-Trialeti zone and adjacent areas.

1 - Quaternary alluvial-proluvial and talus deposits, 2 - Upper Pliocene-Lower Quaternary continental subalkalic basalts, andesite-basalts, andesites, 3 - Upper Pliocene (Aghchagil and Apsheron stages) - continental and marine molasse, 4 - Neogene (Meotian and Pontian stages) marine and continental molasses, 5 - Middle and Upper Miocene (Sarmatian) marine and continental molasses, 6 - Oligocene and Lower Miocene marine molasses, 7 - Upper Eocene terrigenous deposits, 8 - Exposure of Middle Eocene olistostrome stratum, 9 - Middle Eocene volcanogenic suite (subalkaline basalts, dacites and their tuffs), 10 - Paleocene and Lower Eocene sandstone - siltstone and clastic limestone flysch, 11 - Campanian-Maastrichtian carbonaceous deposits, 12 - Upper Turonian-Maastrichtian carbonaceous deposits, 13 - Aptian and Albian sandstone-siltstone flysch, 14 - Turonian-Santonian calc-alkalic basalts, andesite-basalts, their tuffs and limestones, 15 - nappes, 16 - reversed faults and thrusts, 17 - old hidden deep fault, 18 - Boundary of Middle Eocene olistostromes spreading area 19 - boreholes.

Hence, the presence of washing out land and considerable scarp in relief, which was necessary for the formation of Middle Eocene olistostromes, one can assume only between the Tbilisi boreholes 1,2,3 in the east and the borehole Tel.19 in the west (see fig. 1, 2).

It is natural to connect this scarp with the existence of consedimentation fault of submeridional direction with changed facies (see below) and apparently reduced thicknesses of deposits in its upthrown west side. Summary vertical separation of this fault seemingly reached 4000-4500 m (Fig. 3).

The existence of submeridional deep fault along the Kura River supposed earlier investigators. In particular during the interpretation of seismic cross sections compiled on the basis of correlation method of refracted seismic waves, in crystalline basement and Cretaceous deposits of the Adjara-Trialeti zone the existence of deep fault of north-western strike, with north-eastern downthrown side,

tracing roughly along the Kura River was established (N.Gamkrelidze, 1976). Besides according to G.E.Gugunava's data (1989) along the profile Black Sea-Caspian Sea in Tbilisi environs enormous gradient of vertical thermoisplacement is observed, which indicates the existence of submeridional fault going deep down up to 70 km. and more.

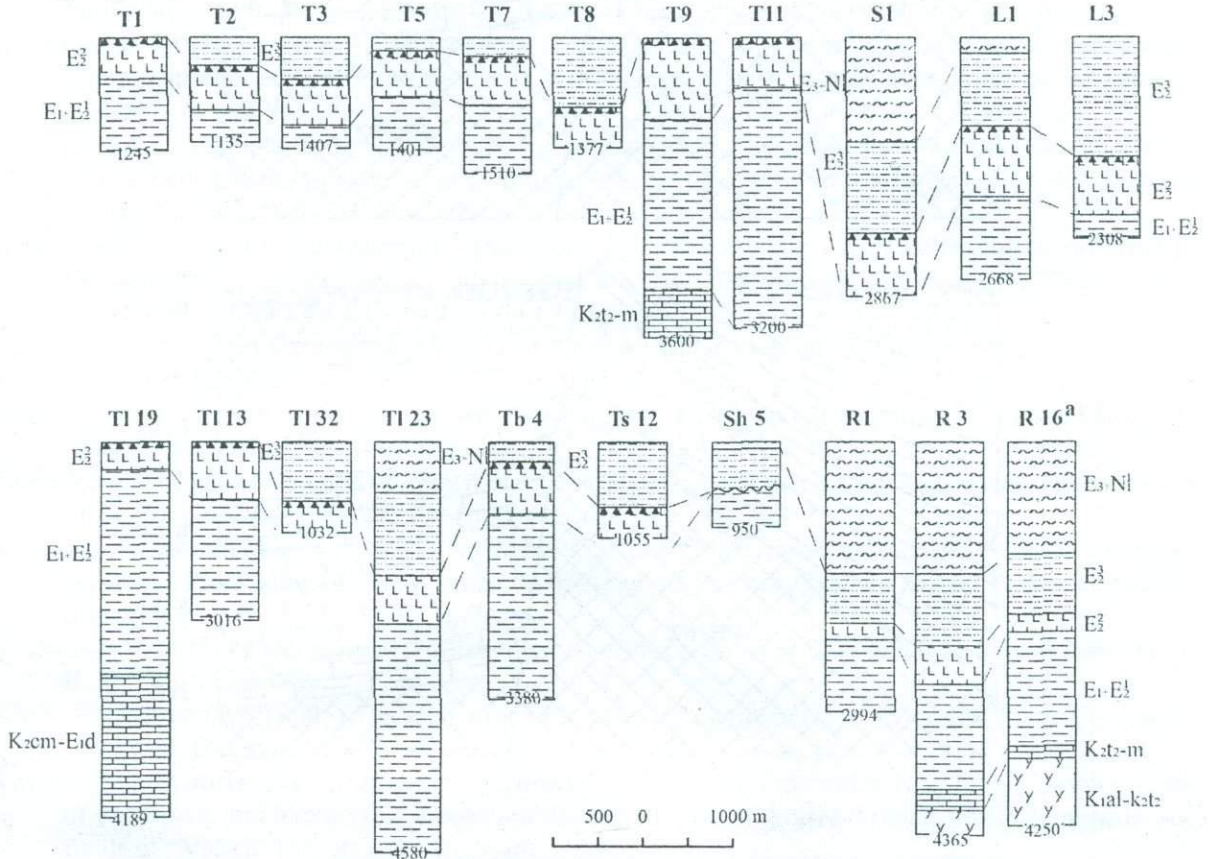


Fig. 2. Boreholes data of Tbilisi environs (conventional signs see in Fig. 1.)

It should be noted also that on the bases of geomorphic, hydrogeologic and seismic data, as well as of distribution of rocks' temperature field very close to this fault, along the Kura River very young seismogenerating fault is established, which arose close to old fault at the boundary between the thick shatter zone, that is typical for such deep faults, and the monolithic rocks (Gamkrelidze et al, 2007).

Taking into account peculiarities of geological structure of the eastern part of the Adjara-Trialeti zone and boring data, one can assume that generation of this old deep normal fault took place seemingly already at the close of Early Cretaceous and it continued to develop during the accumulation of thick Albian-Lower Turonian volcanogenic suite, which developed mainly in eastern lying side of this fault (normal fault), but in hanging wall it replaced by carbonaceous deposits (see Fig. 3.I). The fault developed or underwent rejuvenation in the second half of Middle Eocene (see Fig. 3.II).

Formation of scarp in relief and coastal land was connected apparently with manifestation of Trialetian orogeny in the second half of Middle Eocene. With these tectonic movement apparently frequent earthquakes were connected, which triggered rocks disintegration and downfall – slump processes (It is generally known that some investigators olistostromes include in shock-induced so-called seismites, Seilacher, 1992). As a result, at the very end of Middle Eocene all this highly elevated land has been completely disintegrated, washed out and overlain by olistostrome stratum, which is built up of clastic material of this land consistent rocks, and then – by transgressive Upper Eocene (see Fig. 3 III).

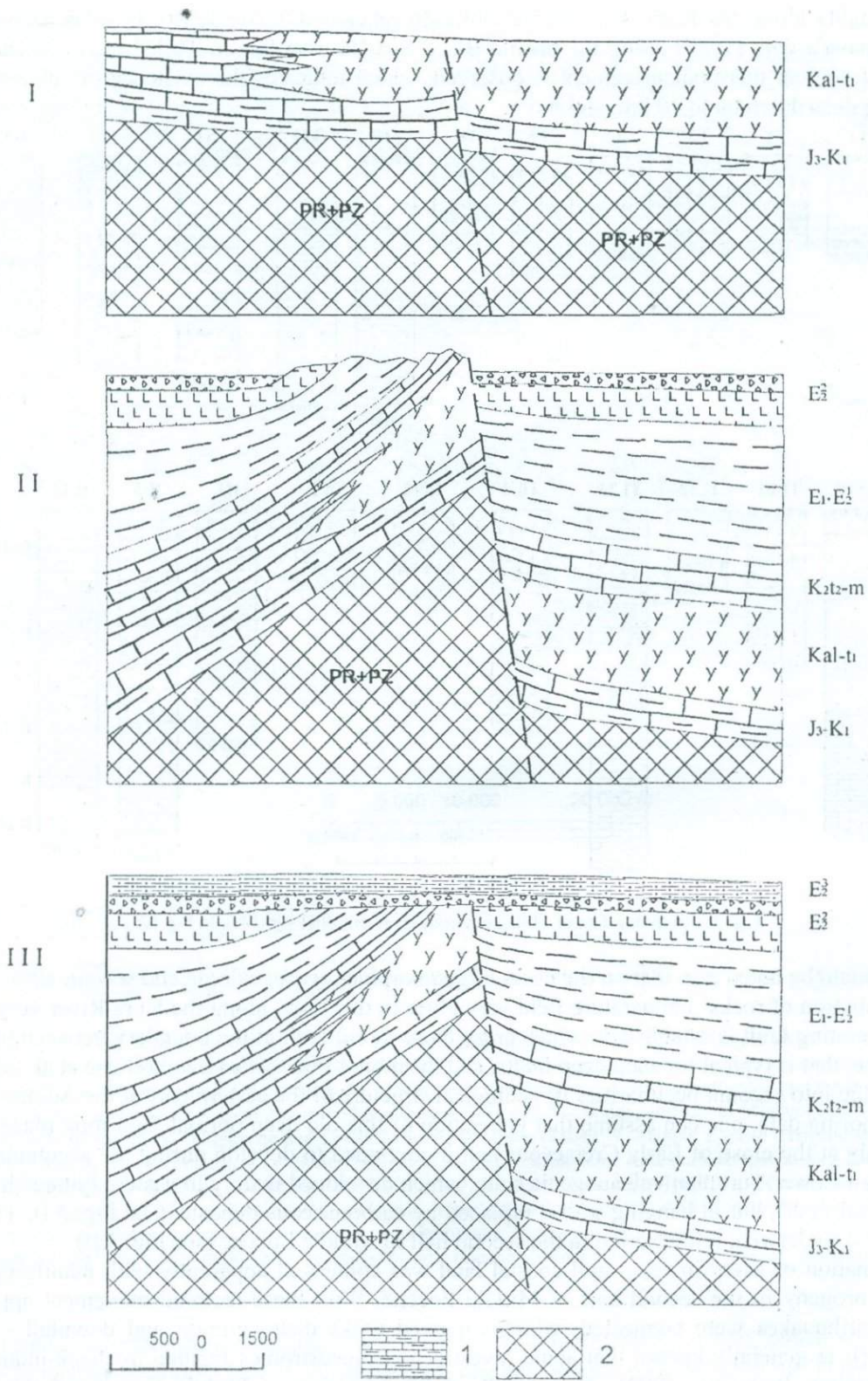


Fig. 3. Paleogeographic geologic sections of Tbilisi environs.

I – Albian – Early Turonian time, II – Middle Eocene time, III – ending of Middle and beginning of Late Eocene.
 1-Upper Jurassic – Lower Cretaceous carbonaceous rocks, 2-pre-Alpine crystalline basement (other conventional signs see in Fig. 1,2).

References

- Gamkrelidze I. (1982) Nappe structures of the Caucasus. In: Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone //Veda, Bratislava. PP. 95-114.
- Gamkrelidze I. (1991) Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust in Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus) //Tectonophysics. Vol. 196. PP. 385-396.
- Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobzhanidze G., Shengelaja G. (1998) Active deep faults map and catalogue for the territory of Georgia //Bull. of the Georgian Acad. of Science. 157. №1. PP. 80-88.
- Gamkrelidze I., Tsamalashvili T., Nikolaeva E., Godoladze T., Djavakhishvili Z., Elashvili M. (2007) Tbilisi fault and seismic activity of Tbilisi environs (Georgia) //Proceedings of A.Janelidze Geological Institute. New ser. Vol.... PP.....
- Gamkrelidze N. (1976) Separation of highvelocity refracted seismic waves belonging to different lithologic-stratigraphic horizons in Tbilisi environs //In: Geophysical investigations. Tbilisi: Metsniereba. PP.226-235 (in Russian).
- Gamkrelidze P. (1949) Geological structure of Adjara-Trialeti foldsystem. Georgian Acad. of Science. 508 p. (in Russian).
- Gugunava G. (1989) Interrelation of some geophysical fields and deep structure of the Caucasus. Doct. thesis. Baku. 316 p. (in Russian).
- Janelidze A. (1946) Landslides of Tbilisi and geological significance of geologic events. Proceedings of Tb. St. University. T. XXXIV (in Georgian).
- Janelidze A., Skhirtladze N., Rubinstein M. (1955) On Tbilisi Eocene conglomerates of entangled bedding //Proceedings of Geol. Institute of Acad. of Science. T.VIII (XIII). PP. 97-112 (in Georgian).
- Kacharava V. (1936) Paleogene of Tbilisi environs. //Proceedings of Georgian Geological Institute. T. II. V. 1 (in Georgian).
- Khain V., Lomize M. (2005) Geotectonics with bases of Geodynamics //Moscow State University. 559 p. (in Russian).
- Kitovani Sh., Shatirishvili T., Imnadze P., Omadze I., Mikaia L., Omiadze N. (1970) Complex study of Paleogene and Cretaceous deposits of the eastern part of Adjara-Trialeti foldsystem. Moscow, funds of "VNIGNI". 130 p. (in Russian).
- Leonov M. (1981) Olistostromes in the structure of foldbelts //Moscow: Nauka. 175 p. (in Russian).
- Nadareishvili G., Gamkrelidze I., Maisadze F., Gogoladze D. (1989). Investigation of core material of Cretaceous – Paleogene volcanosedimentary and sedimentary formations of oil-bearing areas of Georgia, funds of "Grusneft". 102p. (in Russian).
- Pakhomov V. (1937) Geomorphology of Dzegvi – Daliar part Kura valley //Bull. of State Geographic Society. T. 69, V. 5. (in Russian).
- Seilacher A. (1992) Event stratigraphy: a dynamic view of the sedimentary record. In: Understanding the Earth //Cambridge University Press. PP.375-385
- Varentsov M. (1950) Geological structure of western part of Kura depression //Acad. of Sci. of USSR. Moscow – Leningrad (in Russian).

TBILISI FAULT AND SEISMIC ACTIVITY OF TBILISI ENVIRONS (GEORGIA)**I.Gamkrelidze, T.Tsamalashvili, E.Nikolaeva, T.Godoladze, Z.Djavakhishvili, M.Elashvili**

Tbilisi Fault and Seismic Activity of Tbilisi Environs (Georgia). I.Gamkrelidze¹, T.Tsamalashvili², E.Nikolaeva², T.Godoladze², Z.Djavakhishvili², M.Elashvili². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge); ²Seismic Monitoring Center of Georgia, Nutsubidze. st 77; Tbilisi 0177, Georgia (tamo@seismo.ge).

Complex of geomorphological, hydrogeologic, seismic data and also distribution of rocks' temperature field show the existence in Tbilisi environs, close to the revealed old hidden deep fault, of young submeridional fault, which kinematically represents a reverse-right-slip fault. Tbilisi fault is characterized by seismic activity and with it is connected both the Tbilisi earthquake of April 25, 2002 and a number of historical earthquakes.

თბილისის რღვევა და თბილისის მიდამოების სეისმური აქტიურობა (საქართველო). ე.გამკრელიძე¹, თ.წამალაშვილი², ე.ნიკოლაევა², თ.გოდოლაძე², ზ.ჯავახიშვილი², მ.ელაშვილი². ¹საქართველოს განათლების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის №1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge); ²საქართველოს სეისმური მონიტორინგის ცენტრი, ნუცუბიძის ქ. 77. 0177, თბილისი (tamo@seismo.ge).

გეომორფოლოგიური, ჰიდროგეოლოგიური, ქანების ტემპერატურული ველის განაწილების და სეისმური მონაცემების კომპლექსი მიუთითებს თბილისის მიდამოებში გამოვლენილი ძველი ფარული სიღრმული რღვევის ახლოს, ახალგაზრდა სუბმერიდიანული რღვევის არსებობაზე, რომელიც კინემატიკური თვალსაზრისით შესხლეტა-მარჯვენა ნაწევს წარმოადგენს. თბილისის რღვევა ხასიათდება სეისმური აქტიურობით და მასთან დაკავშირებულია როგორც 2002 წლის 25 აპრილის თბილისის, ისე მთელი რიგი ისტორიული მიწისძვრა.

Тбилисский разлом и сейсмическая активность окрестностей Тбилиси (Грузия) И.П. Гамкрелидзе¹, Т.Н.Цамалашвили², Е.Николаева², Т.Годоладзе², З.Ш.Джавахишвили², М.З.Элашвили². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge); ²Центр сейсмического мониторинга Грузии, ул. Нуцубидзе 77, 0177 Тбилиси, (tamo@seismo.ge).

Комплексе геоморфологических, гидрогеологических и сейсмических данных, а также данные о распределении температурного поля пород указывают на существование вблизи выявленного в окр. г.Тбилиси скрытого глубинного разлома, молодого субмеридионального разлома, который в кинематическом смысле представляет собой взбросо-правый сдвиг. Тбилисский разлом характеризуется сейсмической активностью и с ним было связано как Тбилисское землетрясение 25 апреля 2002 г. так и множество исторических землетрясений.

Georgia, as a part of the Caucasus, is located in a seismoactive zone of the central segment of the Mediterranean (Apine-Himalayan) collision belt, as is confirmed by manifestation of both historical and recent strong earthquakes with devastating effects. In the countries of the former Soviet Union, where the quality of constructions was low, strong earthquakes may cause grave consequences. Even now, Armenia and Georgia are far from recovery after the destructive Spitak and Racha earthquakes of December 7, 1988 (M=6.9) and April 29, 1991 (M=7.0) respectively. Anxiety arouses manifestation not only of strong, but also moderate events within the densely populated cities. On April 25, 2002 Tbilisi was hit by earthquake of magnitude M=4.5. Over 8 people were killed and 100 buildings collapsed as a result of this event.

According to recent seismic investigation (Djavakhishvili et al., 2004; Godoladze et al., 2005; Godoladze, 2006) on the basis of waveform modeling moment tensor solution for Tbilisi earthquake has been realized. There was carried out also, identical to used in USA, Internet inquiry of population of Tbilisi (450 answers), on the basis of which have been established that field of maximum MSK intensities stretch on the whole in submeridional direction, mainly along the left bank of of the Kura River (Fig. 1). On the basis of mentioned data expressed an opinion about the existence here of seismogenerating fault of right – normal-slip fault type with north-north-eastern strike. But according to O.Varazanashvili and N.Tsereteli (2006) the earthquake epicentral locality, fault plane solution and the orientation of isoseismicals show the presence along the Kura river of right strike-slip fault with

the strike azimuth 330°. At the same time with the help of 51 stations data, using new velocity model, a hypocenter of Tbilisi earthquake has been estimated (the depth 7.03 km) (Godoladze, 2006).

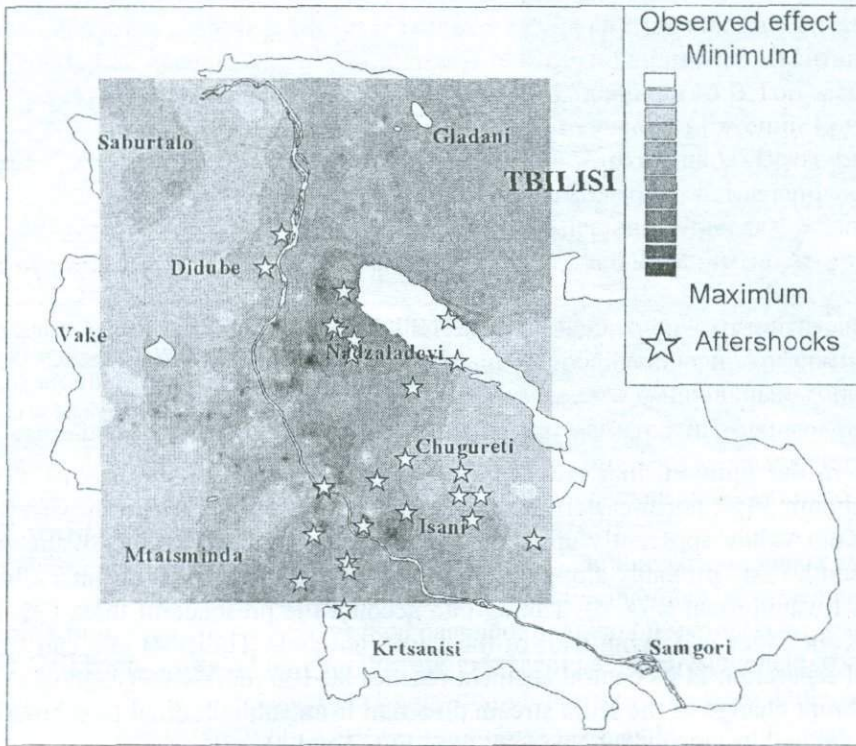


Fig. 1. The first results obtained after two days of Tbilisi earthquake based on Internet Inquiry of Tbilisi population (Godoladze, 2006).



Fig. 2. SRTM – Shuttle Radar Topography Mission. Spatial Resolution = 90 v. Wavelength = 5.6 and 3.1 sm. Data: 2000, 17.02.

For the purpose of revealing of the expressed in topography active fault within the Tbilisi city satellite image (Shuttle Radar Topography Mission) of this region have been studied and special field works carried out. Study of satellite image reveals the presence of clearly rectilinear scarp in relief with the height, directly in the scarp, 15-20 meters. The scarp well fixed between environs of Grmagele in the north up to the Metekhi church in the south (Fig.2) and perpendicularly cuts strike of folds of eastern termination of the Adjara-Trialeti zone (Digomi syncline, Lisi anticline, Saburtalo syncline and Mamadaviti anticline) and lithologically different Oligocene-Lower Miocene, Upper Eocene and Middle Eocene deposits.

We carried out special field works, as well as studied very old topographic maps compiled before settling of this parts of Tbilisi, which completely corroborated the presence of above-mentioned scarp in relief.

At the same time we used satellite ASTER image data (Thermo Infrared Range), which gave us information about distribution of temperature field in the rocks building up Tbilisi environs and adjacent area (Fig. 3). Heterogeneity of distribution of temperature field is due to different features and structures of objects. On the satellite image is distinctly observed

field is due to different features and structures of objects. On the satellite image is distinctly observed

very sharp border between the lower and the relatively higher temperature area completely coinciding with above mentioned rectilinear scarp in relief.

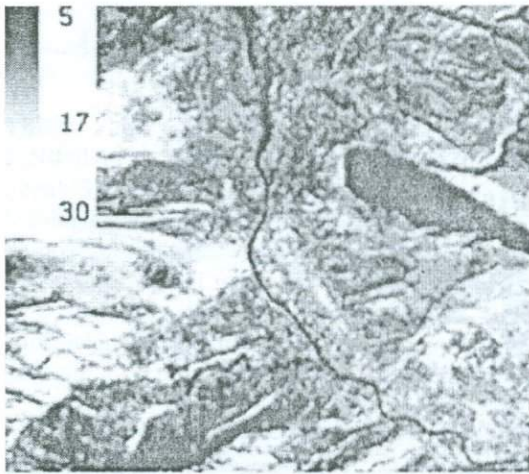


Fig. 3. Distribution of Temperature field (Celsius) in the rocks from ASTER image 13 TIR band. Wavelength = 10.6 m. Special Resolution TIR = 90 m. Data: 2002, 31. 01. (bright areas represent warm areas, and dark areas correspond to cold areas).

Aforesaid, in our opinion, indicates the existence in this part of the city of steep fault with average strike azimuth 335° , north-eastern wall of which is uplifted. To the north-west the fault continues along the Kura valley apparently up to the Northern marginal deep fault of the Adjara-Trialeti zone, but to the south-east, probably along the right bank of the Kura River, in thick alluvial-proluvial deposits towards Rustavi town (Fig. 4). Taking into account the presence of thick (35-40 m) alluvial deposits of the Kura River in a lying wall of the fault, (borehole Tbilisi 4) one can suppose that its summary vertical separation in its central segment reaches 80-100 m. Another sign of this young fault existence is an abrupt change of the Kura stream direction from sublatitudinal to submeridional in this segment of the river and its antecedent character (see. Fig. 2 and 4).

Especially interesting are hydrogeologic data. D.I. Bardzimishvili (1976) adduced hydrogeologic characteristic of the Middle Eocene deposits of Tbilisi region. He noted that waters of Middle Eocene complex of the right bank of the Kura have sulphate-hydrocarbonate-sodium-calcium composition with total mineralization 0.3-0.7 g/l, but within the left bank waters are characterized by chloride-sodium-calcium composition with total mineralization 2.7-7.0 g/l. The right and left banks of the river differ by hydrodynamic character as well. In particular, piezometric surface of Middle Eocene waters tilt from west to east, as well as Middle Eocene complex itself that indicates the movement of waters in this direction. However piezometric surface of the right bank of the Kura River is characterized by considerably more inclination than of the left bank. According to this author sudden change of this surface is observed in the zone of submeridional deep fault along the Kura River as supposed earlier the investigators (Kitovani et al., 1970; N.Gamkrelidze, 1976). D.I. Bardzimishvili concludes that above-mentioned hydrochemical and hydrodynamic zoning corroborates the presence of the supposed fault along the Kura River (Fig. 5). According to this author in this zone takes place partial discharge of waters flowing from west to east. It is verified also with thermal springs of Tbilisi city connected with outcrops of Middle Eocene deposits.

It is easy to see that the fault distinguished by D.I. Bardzimishvili (see Fig. 5) in the most its part coincides with the fault revealed by us on the basis of geomorphic and seismic data and of rocks' temperature field distribution (see Fig. 4).

It should be noted that on the basis of field observation, analysis of boring and geophysical data parallel and very close to Tbilisi fault, along the right bank of the Kura River long developed, consedimentation, hidden deep normal fault is established (Gamkrelidze et al, 2007). Young Tbilisi fault apparently arose close to this old fault before Pliocene (Rodanian orogeny) or mainly before Pleistocene (Wallachian orogeny) at the boundary between the thick shatter zone, which is typical for such deep faults, and the monolithic rocks and continues to develop at present (see Fig.4). Consequently, in fact here took place a rejuvenation of old deep normal fault on neotectonic stage, but with reversed sign of displacement that is very typical of many deep faults of the territory of Georgia (Gamkrelidze et al., 1998).

Thus, there need be no doubt that Tbilisi earthquake was concerned exactly with this – Tbilisi fault, as well as historical earthquakes in 1682, 1803, 1804, 1819. These were moderate events with intensity 5-6.

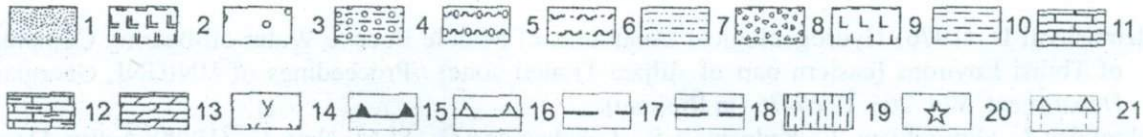
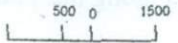
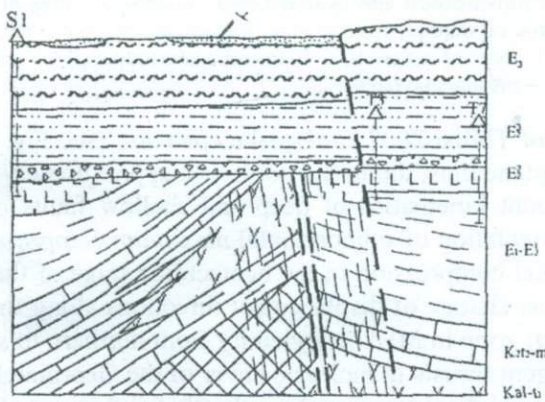
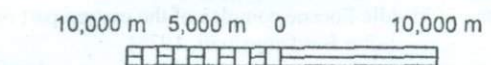
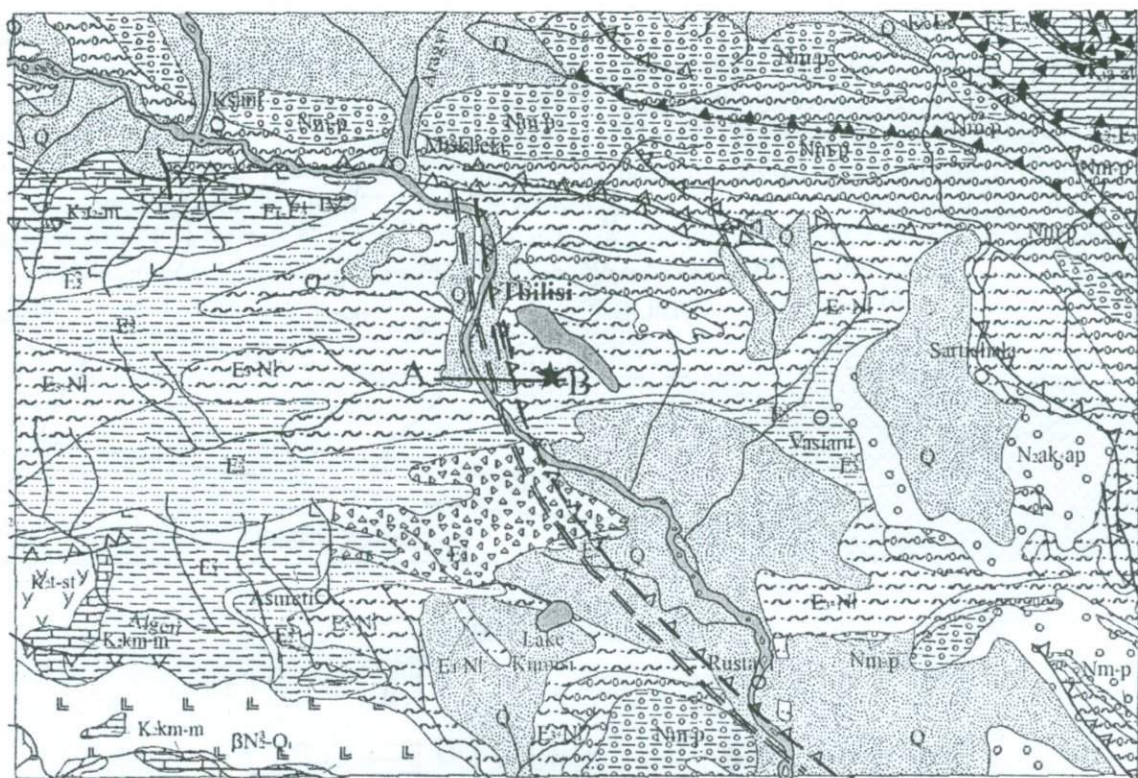


Fig. 4. Geologic map of eastern termination of Ajara-Trialeti zone and adjacent areas.

1 – Quaternary alluvial-proluvial and talus deposits, 2 – Upper Pliocene-Lower Quaternary continental subalkalic basalts, andesite-basalts, andesites, 3 – Upper Pliocene (Aghchagil and Apsheron stages) continental and marine molasse, 4 – Neogene (Meotian and Pontian stages) marine and continental molasse, 5 – Middle and Upper Miocene (Sarmatian) marine and continental molasse, 6 – Oligocene and Lower Miocene marine molasse, 7 – Upper Eocene terrigenous deposits, 8 – Exposure of Middle Eocene olistostrome stratum, 9 – Middle Eocene volcanogenic suite (subalkaline basalts, dacites and their tuffs), 10 – Paleocene and Lower Eocene sandstone – siltstone and clastic limestone flysch, 11 – Campanian-Maastrichtian carbonaceous deposits, 12 – Upper Turonian-Maastrichtian carbonaceous deposits, 13 – Aptian and Albian sandstone-siltstone flysch, 14 – Turonian-Santonian calc-alkalic basalts, andesite-basalts, their tuffs and limestones, 15 – nappes, 16 – reversed faults and thrusts, 17 – Tbilisi fault, 18 – old hidden deep fault, 19 – shatter zone of the deep fault (on geologic section AB), 20 – epicentre of Tbilisi earthquake of April 25, 2002. 21 – projection of the nearest boreholes on the plane of geologic section.

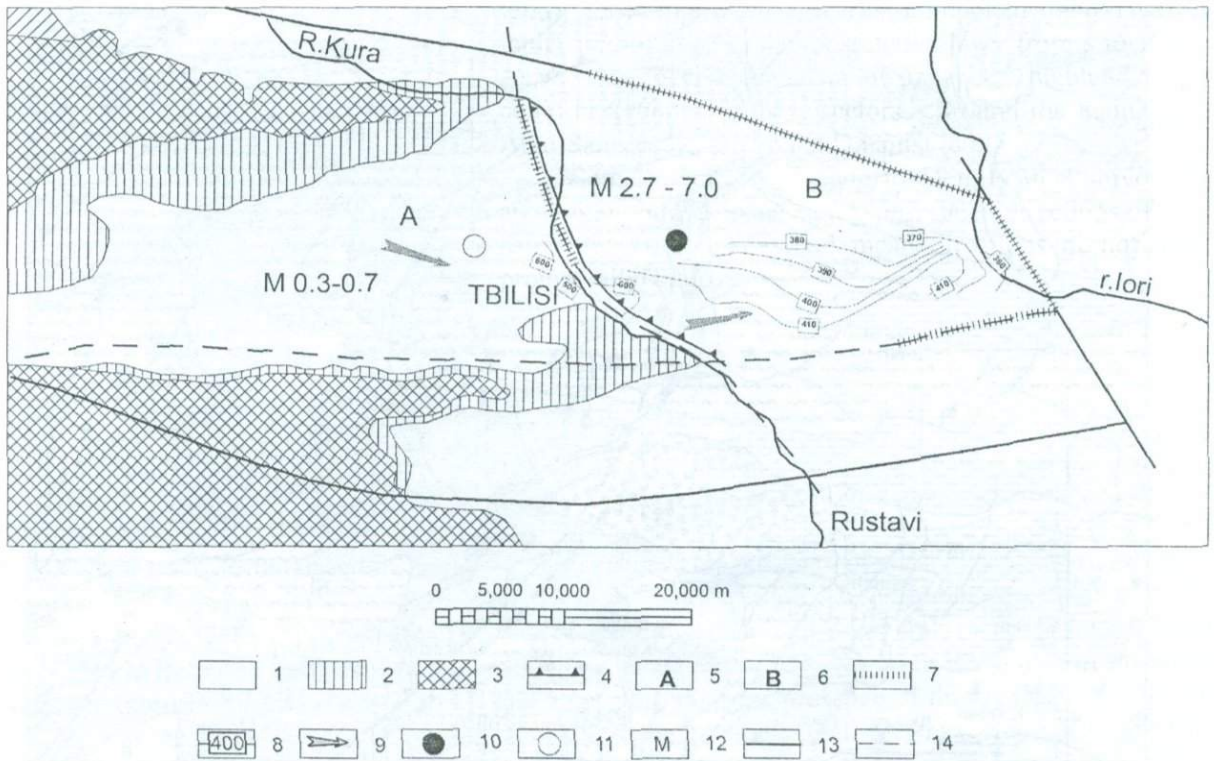


Fig. 5. Hydrogeologic map of Middle Eocene complex of the eastern part of Adjara-Trialeti zone (after Bardzimisvili, 1976).

1 – area of spreading of Middle Eocene deposits, 2- outcrops of Middle Eocene, deposits, 3 – area of absence of Middle Eocene deposits, 4 – border of hydrochemical and hydrodynamic zonality, 5 – area of active waterexchange, 6 – area of hampered waterexchange, 7 – area of waterpressure system discharging, 8 – piezometric lines, 9 – principal direction of underground waters flow, 10, 11 – type of water: 10 – hydrocarbonate-sodium, 11 – chlor-calcium, 12 – mineralization of waters in g/l, 13 – deep faults, 14 – presumable faults.

Judging by position of Tbilisi 2002 earthquake epicenter (see Fig. 4), as well as by depth of its hypocenter (7.3 km), fault plane must dip to the north-east approximately at an angle of 70°.

If we take into account kinematics of deep and shallow faults of eastern termination of the Adjara-Trialeti zone and orientation of subhorizontal maximum compressive stress axis of this region, which indicate submeridional compression in the neotectonic stage of the Earth's crust (Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998), as well as change of displacement directions along the strike of northern marginal thrusts of the Adjara-Trialeti zone in Mtskheta vicinity from northern to southern and then, to the east, transformation of southvergent thrusts in molassic cover of the Georgian Block into overthrust nappes, we can assume also right lateral displacement along the Tbilisi fault (see Fig. 4).

References

- Bardzimisvili D. (1976) Hydrogeological Conditions of Middle Eocene Water-oil-bearing Complex of Tbilisi Environs (eastern part of Adjara-Trialeti zone) //Proceedings of VNIGNI, Georgian Department. Vol. 205. P. 67-76 (in Russian).
- Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobzhanidze G., Shengelaia G. (1998) Active Deep Faults Map and Catalogue of the Territory of Georgia //Bull. Georgian Acad.Sci. Vol. 157. №1. P.80-85
- Gamkrelidze N. (1976) Separation of Highvelocity Refracted Seismic Waves Belonging to Different Lithologic-stratigrafic Horizons in Tbilisi Environs //In: Geophysical Investigations. Tbilisi: "Metsniereba". P.226-235 (in Russian).
- Godoladze T. (2006) Determination of Source Dynamic Parametres for Regional Distance Earthquakes in Caucasus by Waveform Modeling //Dissertation "Herald". P. 19-36.
- Godoladze T., Hutchings L., Foxal B., Javakhishvili Z. (2005) Structural Model of Seismic Hazard Analysis of Tbilisi, Republic of Georgia //Journal of the Georgian Geophysical Society. Issue (A), Physics of Solid Earth. V. 10. PP. 77-82.

- Javakhishvili Z., Godoladze T., Elashvili M., Mukhadze T. and Timchenko I. (2004) The Tbilisi earthquake of April 25, 2002 in the Context of the Seismic Hazard of Tbilisi Urban Area //Bolletino di geofizika: Teorica ed Applcata. V. 45. N.3. PP. 169-185.
- Kitovani Sh., Shatirishvili T., Imnadze P., Omadze I., Mikaia L., Omiadze N. (1970) Complex Study of Paleogene and Cretaceous Deposits of the Eastern Part of Adjara-Trialeti Foldsystem. Moscow, Funds of "NVIGNI". 130 p. (in Russian).
- Varazanashvili O., Tsereteli N. (2006) Tbilisi Earthquake on April 25, 2002: Results of Instrumental and Macroscopic Investigations //Bull. of Georgian NAS. 174. №1. PP. 72-74.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ И СЕДИМЕНТАЦИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГРУЗИИ)

Ф.Д.Майсадзе

Кайнозойские орогенические фазы и седиментация (на примере Грузии). Ф.Д.Майсадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (fmaisadze@yahoo.com)

На основании литолого-фациального анализа кайнозойских отложений, накопившихся во время проявления орогенических фаз (фаз складчатости), рассматриваются сопутствующие им седиментационные процессы, а также палеогеографические и структурные изменения. Каждая фаза складчатости большей частью сопровождалась накоплением синорогенных регрессивных образований, являющихся прямым следствием и мерилом проявления усиления тектонических движений. Выяснилось, что время проявления одной и той же орогенической фазы в разных тектонических зонах не является строго синхронным. Из проявившихся орогенических фаз в кайнозойское время наиболее значительными были пиренейская и стирийская фазы, которые наряду с чегемской фазой сформировали основные морфо-структурные единицы и во многом предопределили характер и облик современного геологического строения региона. С учетом возраста регрессивных отложений и геохронологических данных впервые для Грузии определена длительность каждой орогенической фазы.

კაინოზოური ოროგენული ფაზისები და ნალექდარობა (საქართველოს მაგალითზე). ფ.მაისაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (fmaisadze@yahoo.com)

კაინოზოური ნალექების ლითოლოგიურ-ფაციალური ანალიზის საფუძველზე განხილულია ის სელიმენტაციური, პალეოგეოგრაფიული და სტრუქტურული ცვლილებები, რაც ოროგენული ფაზისებთან გამოწვეული. დანაოჭების ყოველ ფაზის უმეტესად სინოროგენული რეგრესიული ნალექების წარმოშობა ახლავს თან, რომლებიც ამ ფაზისების პირდაპირ შედეგს და მათი ხანგრძლივობის საზომს წარმოადგენს. გამოირკვა, რომ ცალკეული ოროგენული ფაზისთვის რეგრესია დროში არ ემთხვევა ერთმანეთს და ამდენად, სხვადასხვა ტექტონიკურ ზონაში ერთდროულად ოროგენული ფაზისის გამოვლენა მკაცრად სინქრონული არაა. კაინოზოურ დროში ყველაზე მნიშვნელოვანი პირენეული და შტირიული ფაზისებია, რომლებმაც ჩვეულებრივ ფაზისთან ერთად ჩამოაყალიბა ის ძირითადი მორფო-სტრუქტურული ერთეულები, რომლებმაც მნიშვნელოვნად განაპირობა რეგიონის გეოლოგიური აგებულების თანამედროვე ხასიათი. რეგრესიული ნალექების ასაკის და გეოქრონოლოგიური მონაცემების გათვალისწინებით საქართველოსთვის პირველადაა განსაზღვრული ცალკეული ოროგენული ფაზისის ხანგრძლივობა.

Cenozoic Orogenic Phases and Sedimentation (on the example of Georgia). F.Maisadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, 0193 Tbilisi, Georgia (fmaisadze@yahoo.com)

On the basis of litho-facial analysis of Cenozoic formations deposited during the manifestation of orogenic phases (phase of tectogenesis), the processes of sedimentations accompanying these phases as well as paleogeographic and structural changes have been considered. Each orogenic phase was accompanied by accumulation of synorogenic regressive formations, which are direct consequence and criterion of intensification of tectonic movements. It turned out, that in some cases there is no temporal coincidence between orogenic phase and regression, and the manifestation of the same orogenic phase in different tectonic zones is not strictly synchronous. During the Cenozoic time, the most important were the Pyrenean and Styrian phases, which, along with the Chegem phase, created the principal morpho-structural units and predetermined, in general, the characteristic features and present-day setting of the region. Taking into account the age of regressive deposits and geochronological data, for the first time the duration of each orogenic phase has been determined for the territory of Georgia.

Настоящая статья является продолжением предыдущей работы (Майсадзе, 2004), в которой рассматривались аналогичные вопросы для мезозойской эры. Напомним, что орогеническая фаза по современным представлениям сравнительно кратковременное явление ускорения и усиления фактически непрерывного процесса деформации. Ей сопутствуют, с одной стороны, тектонические деформации пород, а с другой - изменения в характере осадконакопления, которые выражаются в смене фациальных условий накопления и мощностей осадков, конфигурации осадочных бассейнов и их миграцией. Изучение фациальных изменений и анализ мощностей отложений, особенно там, где имеются непрерывные разрезы и где отсутствуют прямые признаки тектонических движений (перерыв в осадконакоплении или угловое несогласие), могут иметь решающую роль в установлении признаков проявления тектонических фаз.

Отложения, непосредственно сопутствующие орогеническим фазам, большей частью представлены регрессивными синорогенными образованиями, являющимися прямым следствием и мерилем продолжительности усиления тектонических движений. На территории Грузии это было проиллюстрировано на примере Окрибы (Западная Грузия) и южного склона Большого Кавказа - соответственно для чегемской (Джанелидзе, 1940₁, 1940₂), а затем новопиренейской (Майсадзе, 1984) фаз складчатости.

Естественно, не все регрессивные образования являются следствием орогенических движений. Поэтому необходимо установление конкретных причин проявления каждой регрессии (эвстатика, эпэйрогенез, орогенез).

В настоящей работе на основании литолого-фациального анализа кайнозойских отложений, с учетом нового фактического материала и "тектоники плит", рассматриваются те фациальные и палеогеографические изменения, которые сопутствуют орогеническим фазам и, по мере возможности, уточняется время их проявления; с помощью геохронологической шкалы (International str. Chart, 2000) определяется длительность каждой орогенической фазы (см. таблицу).

Перед тем, как перейти к рассмотрению вопроса, следует отметить, что на исследуемой территории в мезозойско-кайнозойское время установлены все орогенические фазы складчатости (кроме савской), выделенные Н. Stille (1924), и еще три новые фазы - донецкая, чегемская и древнепиренейская (триалетская).

Ларамийская фаза

Данная складчатость затронула большую часть рассматриваемой территории. В результате произошло заметное сокращение Восточного флишевого бассейна (междуречье Ингури и Лиахви), превратившегося в часть Большекавказской суши.

Орогеническая фаза вызвала повсеместную регрессию, начавшуюся с конца маастрихта и длившуюся в течение раннего палеоцена (дания). Литологически регрессия выразилась сменой меловой карбонатной седиментации (известняки) более терригенной (глины, мергели) в палеоцене.

В Восточном флишевом бассейне регрессия наиболее ярко проявилась в Жинвальско-Гомборской подзоне, где регрессивная часть маастрихта, занимающая верхние горизонты кластическо-известняковой *сабуеской* и *орбитоидной* свит, представлена грубообломочной фацией в виде гравелитов, конгломерат-брекчий и олистостромов, которые сложены обломками и глыбами как нижележащих пород флиша, так и породами Гагрско-Джавской зоны, в частности, продуктами размыва Рачинско-Вандамской кордильерной зоны. Олистостромы верхнего маастрихта (рр. Саканапсехеви, Меджуда, Ксани, Алеура и др.) по своему составу и облику сходны с аналогичными образованиями верхнего эоцена южного склона Большого Кавказа (Майсадзе, 1994).

В углубленных местах флишевого бассейна, где происходило непрерывное осадконакопление, фациальные изменения, указывающие на регрессию, все же наблюдаются. В синклинали Дарадави в *сабуеской свите*, представленной чередованием песчаниковых и гравелитовых турбидитов и пелагических известняков и глин, в верхней ее части увеличивалось количество турбидитов и вместо известняков осаждались песчаники или микроконгломераты (Гамбашидзе, 1984).

В эпиконтинентальном бассейне (Гагрско-Джавская зона) регрессия выразилась сменой карбонатной седиментации карбонатно-терригенной. Исключение составила абхазская часть бассейна, где в маастрихте (*мокская свита*), как и в датском веке (*цебельдская свита*), продолжали осаждаться известняки. В этой части бассейна признаки регрессии наблюдаются в разрезах Эксской и Нокалакевской антиклиналей (Самегрело), где в *мокской свите* отмечается присутствие терригенного материала в виде кварца и обломков известняков (Гамбашидзе, 1984). В районе с. Цебельда (р. Кодори) в верхней части маастрихтских известняков содержится значительное количество кварц-аркозового материала, являющегося продуктом размыва Келасурского гранитоидного массива. Терригенная составляющая в известняках в вертикальном направлении увеличивается, замещаясь карбонатными кварц-аркозовыми песчаниками.

В Аджаро-Триалетской зоне развита *згудерская свита* саптон-маастрихтского возраста, которая сложена известняками с прослоями мергелей. В верхней части свиты появляются внутрiformационные конгломераты, указывающие на активизацию тектонических движений в позднем маастрихте. Здесь, как и в Дзирульской подзоне, в результате регрессии с конца маастрихта и в течение всего дания, вместо известняков осаждались "пестроцветные мергели". В результате ларамийской складчатости в Аджаро-Триалетском рифтовом бассейне впервые зароди-

Период	Подпериод	Век	Большой Кавказ	Южнокавказская межгорная область	Аджаро-Триалетская и Артавинско-Болнисская зоны	Длительность в млн. лет	Фазы складчатости	
N	N ₂					1-1,5	XII	
	N ₁					1	XI	
P	P ₃	Cht						
		Rup						
		Prb				1-1,5	IX	
	P ₂	Brt				0,5-1	VIII	
		Lut						
		Ypr						
		Tha						
	P ₁	Dan				5-6	VII	
	K	K ₂	Maa					
			Cmp				11-12	VI
San								
Con								
Tur								
Cen								
K ₁		Alb				5-6	V	
		Apt						
		Brm						
		Hau						
		Vlg						
		Ber						
J	J ₃	Tth						
		Kim				5-6	IV	
		Oxf						
	J ₂	Clv						
		Bth				3-4	III	
		Baj						
		Aal				3-14	II	
	J ₁	Toa						
		Plb						
Sin								
		Het						
Tr	Tr ₃	Rht						
		Noz				15-17	I	



Время проявления и длительность орогенических фаз по регрессивным отложениям

Фазы складчатости: I - древнекиммерийская; II - донецкая; III - чегемская (батская); IV - андийская; V - австрийская; VI - субгерцинская; VII - ларамийская; VIII - древнепиренейская (триалетская); IX - новопиренейская (собственнопиренейская); X - штирийская; XI - аттическая; XII - роданская. а - регрессивные отложения.

Для установления длительности фаз складчатости использована геохронологическая шкала - International stratigraphic chart, 2000.

лись складчатые структуры в виде Цителцкаройской, Сацхениской, Горисджварской, Хведуретской и других кордильер (П.Гамкрелидзе, 1949).

Таким образом, судя по регрессивным отложениям, время проявления ларамийской складчатости определяется в интервале поздний маастрихт-ранний палеоцен (даний) включительно.

Древнепиренейская (Триалетская) фаза

В палеогене установлено проявление двух фаз складчатости, представляющих пиренейскую эпоху тектогенеза и носящих, видимо, глобальный характер (Хаин, 1980). Первая фаза - древнепиренейская (триалетская) проявилась перед поздним эоценом, а вторая - новопиренейская (собственнопиренейская) - перед олигоценом.

В результате этих фаз складчатости в рассматриваемом регионе, как и во всей Альпийской складчатой области, произошли существенные изменения палеогеографического и фациального характера. С ними связано начало раннеорогенного этапа ее развития. В частности, начало этого события в Балканском регионе связывается с древнепиренейской (иллирийской), а на Кавказе - с новопиренейской фазами складчатости.

Древнепиренейская фаза на Кавказе впервые была выделена П.Д.Гамкрелидзе (1949) в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны под названием триалетской. На Кавказе она проявилась по-разному и с неодинаковой силой.

В пределах южного склона Большого Кавказа древнепиренейская складчатость выразилась слабо. В Гагрско-Джавской зоне на небольших участках наблюдается трансгрессивное залегание верхнеэоценовых отложений на более древних образованиях (Цханарская синклиналь, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали, Душетский р-н и др.).

На стабильных участках (современная Закавказская межгорная область), где триалетская фаза в структурном плане особых следов не оставила и где в течение всего эоцена и олигоцена продолжалась непрерывная седиментация (глубоководные участки бассейнов), данная фаза, как и новопиренейская, выразилась по-своему.

В начале позднего эоцена, за исключением флишевых бассейнов южного склона Большого Кавказа и, отчасти, Аджаро-Триалетского трога, в результате триалетской складчатости произошло замыкание большей части Крымско-Кавказского бассейна и ослабление его связи с океаном, в результате чего установилась восстановительная среда седиментации, где в условиях сероводородного заражения морской среды начала отлагаться *эгрисская свита* (лиролепидовые мергели).

С Древнепиренейской (триалетской) фазой связано прекращение Черноморско-Аджаро-Триалетского рифтогенеза и начало режима сжатия и дифференцированных движений (И.Гамкрелидзе, 1976), что в позднем эоцене обусловило резкое сокращение вулканизма на большей части Аджаро-Триалетского бассейна. Здесь в это время произошла частичная инверсия рельефа и регрессия моря, в результате чего центральная часть бассейна, до этого являвшаяся местом интенсивного осадконакопления, превратилась в зону поднятия, разделившего палеогеновый бассейн на северную и южную части.

В вулканогенно-осадочных образованиях, которыми слагается большая часть Аджаро-Триалетской зоны, синорогенные образования обычно трудноуловимы. Их наличие зафиксировано в Южноимеретинском предгорье и на северном склоне Месхетского хребта, где эти отложения слагают верхнюю часть среднеэоценовой *гурийской свиты* и представлены регрессивными образованиями "*горизонта биотитовых туфов*".

С триалетской фазой связано образование и "тбилисских олистостромов" ("конгломераты запутанного напластования") в конце среднего эоцена (Майсадзе, 1999). Наконец, о проявлении триалетской складчатости в Аджаро-Триалетской зоне свидетельствуют факты углового несогласия между верхнеэоценовыми и более древними породами, в том числе и с среднеэоценовыми (П.Гамкрелидзе, 1949).

Новопиренейская (собственнопиренейская) фаза

Новопиренейская складчатость затронула обширную территорию не только Кавказа, но всей Альпийской складчатой области.

На южном склоне Большого Кавказа с рассматриваемой фазой связано возникновение местами несогласий, а также накопление регрессивных образований. На активные тектонические движения в этой области указывает и широкое развитие верхнеэоценовых олистостромов.

В Восточном флишевом бассейне (восточнее р.Больш. Лиахви) новопиренейская складчатость выразилась в накоплении регрессивной верхней части ильдоканской свиты (рр.Алеура, Меджуда), в которой присутствуют отдельные пачки грубого флиша (Майсадзе, 1999).

Одним из интересных участков, где наблюдается резкая фациальная смена, обусловленная новопиренейской фазой, является Адлерская депрессия. Участвующие в ее строении отложения представлены фаунистически хорошо охарактеризованными всеми ярусами палеогена. Особого интереса заслуживают верхнеэоценовые образования.

Их фациальный анализ показывает, что они представлены двумя литологически четко различающимися подфациями. С одной стороны, это субплатформенные мелководные отложения (до 75 м), аналогичные осадкам Грузинской глыбы и охватывающие нижнюю часть верхнего эоцена (лиролеписовые мергели, верхние пестроцветные мергели), а с другой - мощные (до 350 м) карбонатно-терригенные образования молассоидного типа (*мацестинская свита*), характерные для предгорного прогиба.

Мацестинская свита расчленяется на три горизонта: нижний - песчано-глинистый, средний - "горизонт с включениями" (олистоостромы) и верхний - глинисто-песчаный.

Литологический характер и большая мощность мацестинской свиты по сравнению с нижележащими отложениями (*эгрисская и кдиданская свиты*), определенно указывают на ее регрессивный характер. Фаунистическая охарактеризованность и точный возраст горизонтов, составляющих мацестинскую свиту, являющуюся синороженным образованием, дают полное представление о характере и времени проявления новопиренейской складчатости (Майсадзе, 1984).

По соседству, на Грузинской глыбе, в басс. р.Бзыби синхронные образования представлены субплатформенной фацией в виде лиролеписовых и пестроцветных мергелей общей мощностью всего 70-100 м.

Сравнительный анализ литолого-фациального характера и мощностей верхнеэоценовых образований Грузинской глыбы и Адлерской депрессии четко указывает на то, что во второй половине позднего эоцена в пределах Адлерской депрессии происходит привнос значительного количества терригенного материала, обусловившего накопление мощной *мацестинской*, а затем в олигоцене - *хостинской и сочинской свит*.

Олистоостромы, развитые в восточной части южного склона Большого Кавказа (восточнее р.Риони), по нашему мнению, синхронны отложениям "горизонта с включениями", и, тем самым, они фиксируют момент максимального проявления новопиренейской складчатости в пределах южного склона Большого Кавказа.

Учитывая вышесказанное, а также то, что верхнеэоценовые олистоостромы широко распространены и в других регионах Альпийской складчатой системы, по нашему убеждению, они должны быть отнесены к "событийным отложениям", хотя в отличие от типичных их представителей (темпеститы, турбидиты) олистоостромы образуются в результате многократного проявления катастрофических явлений и формируются в течение гораздо длительного времени. Они являются своеобразными маркирующими образованиями, дающими возможность корреляции тектонических движений как в Альпийской складчатой системе, так и за ее пределами. Их становление, по-видимому, связано с началом процесса покровообразования на южном склоне Большого Кавказа.

Здесь следует более подробно остановиться на Рачинско-Вандамской кордильерной зоне, которая, как уже отмечалось, зародилась после чегемской складчатости и являлась значительной морфоструктурой для последующих периодов, особенно в позднем эоцене, при формировании олистоостромов. Кордильерная зона, расположенная на северной периферии Гагра-Джавской зоны, в настоящее время полностью перекрыта надвинутыми с севера мелово-палеогеновыми флишевыми образованиями. Она представляла собой цепь отдельных кордильер, протягивавшихся от Уцерского меридиана (р.Риони) на западе вдоль южной границы Восточного флишевого бассейна и продолжалась на восток за пределы рассматриваемой территории (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977).

Существование Рачинско-Вандамской кордильерной зоны нами подтверждается данными изучения верхнеэоценовых образований южного склона Большого Кавказа, особенно олистоостромов (Майсадзе, 1994, 1999). Указанная кордильерная зона являлась одной из основных поставщиков терригенного и обломочного материала как для флишевого, так и для эпиконтинентального бассейнов в течение второй половины мезозоя и палеогена (до олигоцена). Состав олистоостромов указывает, что кордильерная зона в основном слагалась мезозойскими и, части-

чно, нижнепалеогеновыми породами Гагрско-Джавской зоны, а к востоку от р.Арагви – кристаллическими породами фундамента.

В Аджаро-Триалетской зоне новопиренейская фаза хотя и проявилась слабее, чем триалетская, но тем не менее вызвала заметные изменения в палеогеографии рассматриваемой территории, особенно ее западной части. С ней связана регрессия моря и осушение седиментационных бассейнов. Лишь в восточной и северной частях Триалетского хребта и в Ахалцихской депрессии сохранились остаточные бассейны с продолжающейся седиментацией. На отдельных участках Притбилисского района во второй половине позднего эоцена осаждались регрессивные образования, представленные исключительно конгломератами (западнее с.Окрокана, по дороге Коджори-Кикети и др.).

В результате пиренейского тектогенеза произошло замыкание сперва Западного, а затем (в конце позднего эоцена) и Восточного флишевого бассейнов южного склона Большого Кавказа, в предгорных прогибах которых в олигоцене накапливались терригенные отложения *хостинской и сочинской свит* (Адлерская депрессия) и *свиты кшита* (Кахетинская зона).

Вследствие разрастания складчатых областей Большого и Малого Кавказа и прогибания Куринской впадины, формируются межгорные и передовые прогибы, где в течение олигоцена и раннего миоцена в основном накапливались отложения *майкопской серии*.

Штирийская фаза

Штирийская складчатость проявилась перед чокраком и наряду с чегемской и пиренейской орогеническими фазами явилась одной из наиболее сильных. Она выразилась регрессией, угловым несогласием чокрака и изменениями в палеогеографической и геотектонической обстановке.

Со среднего миоцена прекратил существование остаточный бассейн в восточной части южного склона Большого Кавказа (Кахетия), где в течение олигоцена-раннего миоцена осаждалась *свита кшита*. В результате штирийской складчатости Аджаро-Триалетская зона превращается в складчатое сооружение. Вместе с тем, во многих разрезах (рр.Келасури, Чачисхеви, сс.Курзу, Салхино, Накуралеша, Сурмуши, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали) в нижнемиоценовой части *майкопской серии* наблюдается регрессия, выражающаяся появлением среди майкопских глин песчаников, а местами - конгломератов (Лалиев, 1964).

Наиболее ярко раннемиоценовая регрессия проявилась между гг.Гори и Мцхета, где в верхней части нижнемиоценовых отложений песчаники занимают большую часть разреза и становятся более крупнозернистыми (с.Уплисцихе). Мощность песчаников *сакараульского и коцахурского горизонтов*, среди которых присутствуют и прослои микроконгломератов, достигает 500 м (с.Надарбазеви).

В результате штирийских тектонических движений в майкопском бассейне, наряду с осадением грубообломочной фации, неоднократно происходила смена гидрохимического режима морской среды.

Если на южном склоне Большого Кавказа и в Аджаро-Триалетской зоне в раннемиоценовое время происходили восходящие движения, то в расположенной между ними Южнокавказской межгорной области в это время происходило относительное ее погружение и превращение в межгорную молассовую депрессию, где штирийская фаза хорошо выражена как чокракской трансгрессией, так и угловым несогласием между средним миоценом и более древними породами (Геология СССР, 1964).

Аттическая фаза

Поздний миоцен-ранний плиоцен ознаменовались проявлением новых тектонических движений. Главным из них явилась аттическая фаза складчатости, которая, судя по фациальному анализу миоценовых образований, началась со второй половины среднего сармата и продолжалась в течение всего позднего сармата.

В течение аттической фазы продолжилось воздымание горных сооружений Большого Кавказа и Аджаро-Триалети, которые интенсивно снабжали Южнокавказский молассовый бассейн грубообломочным материалом. На общем фоне погружения, начавшегося здесь с олигоцена, на отдельных участках в результате аттической орофазы со второй половины среднего сармата наблюдается обмеление моря, выразившееся сменой глинистой фации песчанистой с пачками конгломератов (с.Ниноцминда, Цив-Гомборский хребет, северный борт Картлинской деп-

рессии и др.). В результате регрессии местами образовался континентальный режим седиментации и с позднего сармата осаждалась пресноводно-континентальная *пацхорская свита*, сложенная глинами и песчаниками (Картлинская депрессия, южный склон Цив-Гомборского хребта). В другой части южнокавказского молассового бассейна (Приорская полоса Гаре-Кахети) пресноводно-континентальные условия установились со второй половины позднего сармата, что способствовало осаждению глинисто-песчанистой *элдарская свиты*.

В конце позднего сармата с завершением аттической складчатости на большей части Южнокавказской межгорной области происходило окончательное отступление моря. Складкообразование, связанное с рассматриваемой орофазой, хорошо фиксируется в Западной Грузии (Гурия, Самегрело, Абхазия), где отмечается угловое несогласие между средним сарматом и плиоценом (р.Кодори, Гурия и др.), приуроченное к крупным антиклинальным поднятиям (Геология СССР, 1964). Угловое несогласие отмечается и между мэотисом и понтом локально (окр. г.Сухуми).

Одновременно со складчатостью, на отдельных участках Южнокавказской межгорной области (Самегрело), в результате незначительных восходящих движений, носящих кратковременный характер, образовались небольшие острова, подвергшиеся в понте размыву (Геология СССР, 1964).

Роданская фаза

Роданская (восточнокавказская) складчатость проявилась перед акчагылом. Из-за литологического однообразия плиоценовых образований по фаціальным признакам уловить какие-либо изменения, вызванные роданской складчатостью, не представляется возможным. В структурном плане данная фаза хорошо фиксируется в восточной части Большого Кавказа (Кахетия), где акчагыл-апшеронские молассовые образования *алазанской серии* с большим угловым несогласием перекрывают более древние образования, в том числе мэотическо-понгические (*ширакская свита*) и олигоцен-нижнемиоценовые (*свита кинта*).

Вслед за этим фиксируется проявление двух фаз складчатости **валахской** (предчаудинская) и **пасаденской** (предсреднечетвертичная), судить о которых по литологии и фаціальным изменениям из-за литологического их однообразия (аллювиальные и аллювиально-морские отложения) не удастся. В тектоническом плане с этими орогеническими фазами связано общее воздымание рассматриваемой территории и образование речных террас. К этому же времени относится складчатость в Цальских и Беденских лавах, складчатость акчагыла и апшерона Внешней Кахети, образование крупной антиклинали Цив-Гомборского хребта и синклинали Алазанско-Агричайской долины, оживление надвига Кавказского хребта к северу от названной долины. Оживают меридиональные разломы Джавахетского нагорья, что доказывается извержениями линейных систем вулканов и сейсмичностью (Геология СССР, 1964).

Трансгрессивное, почти горизонтальное налегание *алазанской серии* на сильно дислоцированные и шарьированные флишевые отложения южного склона Большого Кавказа (р.Мцарехеви, гор.Циви и др.) отчетливо указывает на завершение процесса надвигообразования перед акчагылом. Следует заметить, что вышеотмеченное взаимоотношение алазанской серии с более древними породами в отдельных местах (р.Лакбе) нарушено, что явилось причиной пересмотра вопроса о доакчагылском возрасте надвигообразования на южном склоне Большого Кавказа (Адамия и др., 1991). Однако такой вывод, по нашему мнению, неправильный, так как подобные нарушения являются исключением и обусловлены локальными причинами (Maisadze, 1998).

Таким образом, в роданскую орогеническую фазу продолжалось формирование складчатых структур Большого и Малого Кавказа, рельеф которых значительно уступал современному, формирование которой произошло уже в четвертичном периоде (П.Гамкрелидзе, 1960).

Суммируя вышесказанное, можно заключить, что каждая орогеническая фаза в разной степени знаменовалась палеогеографическими и структурными изменениями, которые в свою очередь влияли на характер седиментации. Это в первую очередь выражалось в накоплении регрессивных отложений, что является главным образом прямым следствием и мерилем продолжительности орогенических движений. Исходя из этого, определение стратиграфического диапазона проявления орогенических фаз в основном зависит от установления точного возраста регрессивных образований. В этом отношении по стратиграфическим и фаунистическим данным, наиболее обоснованным, по нашему мнению, является возраст регрессивных отложений, осаждавшихся во время новопиренейской фазы складчатости, которая определяется как вторая половина позднего эоцена до олигоцена.

Выяснилось, что регрессия во времени не везде протекает одновременно и, соответственно, длительность одной и той же орогенической фазы в разных тектонических зонах не является одинаковой.

Из рассмотренных фаз складчатости наиболее значительными явились пиренейская и штирийская. С пиренейской эпохой тектогенеза на Кавказе связано начало раннеорогенного этапа его развития. Этот процесс для Малого Кавказа начался с древнепиренейской, а для Большого Кавказа - с новопиренейской фазы складчатости. В последней, в результате данной орогенической фазы произошло замыкание сперва Западного, а затем Восточного флишевого бассейна. После штирийской складчатости произошло полное прекращение остаточных седиментационных процессов на южном склоне Большого Кавказа (Кахетия) и превращение Аджаро-Триалетской зоны в складчатое сооружение. Одновременно с этим Закавказская межгорная область в результате относительного погружения превращается в межгорную молассовую депрессию.

Все рассмотренные орогенические фазы в разной степени способствовали образованию складчатых структур Большого и Малого Кавказа, окончательное формирование которых произошло уже в четвертичном периоде.

Литература

- Адамия Ш.А., Салуквадзе Н.Ш., Чичуа Г.К. (1991) Орхевский разлом у строящейся плотины по р.Лакбе (Гаре-Кахети) //Сообщ. АН Грузии. Т. 143, № 1. С. 57-60.
- Гамбашидзе Р.А. (1984) История геологического развития Грузии в позднемеловую эпоху //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 82. Тбилиси: Мецниереба. 111 с.
- Гамкрелидзе И.П. (1976) Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза //Тр. ГИН АН СССР. Нов.сер. Вып. 52. Тбилиси: Мецниереба. 225 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949) Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН СССР. 508 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1960) Мезо-кайнозойские орогенетические фазы Альпийской зоны юга СССР //Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 18. М.: Изд-во АН СССР. С.193-203.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977) Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 57. Тбилиси: Мецниереба. 80 с.
- Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Геологическое описание. 1964. М.: Наука. 655 с.
- Джанелидзе А.И. (1940₁) Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси: Изд-во Грузинского филиала АН СССР. 408 с.
- Джанелидзе А.И. (1940₂) К вопросу об орогенетических фазах //Советская геология. № 5-6. С.172-174.
- Лалиев А.Г. (1964). Майкопская серия Грузии. М.: Недра. 308 с.
- Майсадзе Ф.Д. (1984). О новопиренейской складчатости на Кавказе //Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С.148-152.
- Майсадзе Ф.Д. (1994). О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа //Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.2. № 1. С.95-102.
- Майсадзе Ф.Д. (1998). Основные этапы геологического развития Грузии в палеогеновое время //Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 6. № 3. С.97-108.
- Майсадзе Ф.Д. (1999). Палеогеография и геологическое развитие Грузии в палеогеновое время //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 111. Тбилиси: Интелект. 214 с.
- Майсадзе Ф.Д. (2004). Мезозойские орогенетические фазы и седиментация (на примере Грузии) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. С.68-78.
- Хаин В.Е. (1980). Орогенез и тектоника плит //Тектоника. Геология альпид "тетиского" происхождения. М.: Наука. С.5-15.
- International stratigraphic chart //Intern. Union of Geological Sci. Trondheim. 2000.
- Maisadze F. (1998). On the Orkhevi Thrust //Bull. of the Georgian Academy of Sci. V. 158. № 3. P.462- 465.
- Stille H.(1924). Grundfragen der vergleichenden Tektoik Verl G. Berlin; Borntraeger. 443 p.

ИНЪЕКТИВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЯ ГЛАВНОГО ХРЕБТА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Т.В.Гиоргобiani, Д.П.Закарая

Инъективные дислокации в осевой зоне горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа. Т.В.Гиоргобiani, Д.П.Закарая. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

В результате детальных геолого-структурных исследований в пределах осевой части горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа в песчаниковых толщах верхнепалеозойской сторской свиты впервые установлены многочисленные проявления амагматических инъективных дислокаций трещинного типа. Возникают они путем нагнетания и проникновения пластичного вещества в более вязкие и хрупкие, предварительно раздробленные породы. Попутно рассмотрен важный по своему значению и дискуссионный вопрос датировки пород сторской свиты. На основании подробного изучения собранного качественно нового фактического материала и его сопоставления с данными других палеозойских толщ региона, авторами высказано предположение о верхнекаменноугольном возрасте этих образований. В статье по зарисовкам обнажений и фотографиям кратко описаны совершенно различные по морфологии инъективные структуры. Показано, что инъективные дислокации формировались в обстановке сильного всестороннего давления, возникающего в процессе протрузивного перемещения вверх, к поверхности блока фундамента, сложенного образованиями сторской свиты. В это время в результате интенсивного горизонтального бокового сжатия в полость трещин песчаников происходило внедрение глинистого материала из окружающих нижнелейасовых глинистых сланцев. Сделан вывод, что инъективные структуры несомненно тектонического происхождения и представляют собой типичные коллизионные образования, возникшие в период позднеорогенного этапа альпийского цикла развития Большого Кавказа.

აღმოსავლეთ კავკასიონის მთავარი ქედის ჰორსტ-ანტიკლინორიუმის ღერბულ ზონაში გავრცელებული ინექციური დისლოკაციები. თ.გიორგობიანი, დ.ზაკარაია. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

აღმოსავლეთ კავკასიონის მთავარი ქედის ჰორსტ-ანტიკლინორიუმის ღერბული ზონის ფარგლებში ჩატარებული დეტალური გეოლოგიურ-სტრუქტურული კვლევების შედეგად, ზედაპლეოზოური სტორის წყების ქვიშაქვის დასტებში, პირველად არის დადგენილი ნაპრალოვანი ტიპის ამავმატური ინექციური დისლოკაციების მრავალრიცხოვანი გამოვლენები. ისინი წარმოიშობებიან უფრო ბლანტ და მყიფე, წინასწარ დამსხვრეულ ქანებში პლასტიური ნივთიერების დაწნევის და შეღწევის გზით. გარდა ამისა, განხილულია საყურადღებო, თავისი მნიშვნელობით და სადისკუსიო, ამჟამად, საკითხი, რომელიც შეეხება სტორის წყების ქანების დათარიღებას. შეგროვილი ხარისხობრივად ახალი ფაქტური მასალის დეტალური შესწავლის საფუძველზე და მისი რეგიონის სხვა პალეოზოური დასტების მონაცემებთან შედარებით, ავტორების მიერ გამოთქმულია მოსაზრება ამ წარმონაქმნების ზედა კარბონული ასაკის შესახებ. სტატიაში, გაშიშვლებების ჩანახატების და ფოტოების მიხედვით, მოკლედ არის აღწერილი მორფოლოგიურად სრულიად განსხვავებული ინექციური სტრუქტურები. ნაჩვენებია, რომ ინექციური დისლოკაციები ფორმირდებიან ძლიერი ყოველმხრივი წნევის პირობებში, რომელიც წარმოიშობოდა სტორის წყების წარმონაქმნებით აგებული ფუნდამენტის ბლოკის ზედაპირისკენ ზევით პროტრუზიული გადაადგილების პროცესში. ამ დროს, ინტენსიური პორიზონტული გვერდითი შეკუმშვის შედეგად, ქვიშაქვების ნაპრალების არეში ზდებოდა თიხოვანი მასალის შეღწევა გარშემო მდებარე ქვედალიასური თიხა-ფიქლებიდან. გამოტანილია დასკვნა, რომ ინექციური სტრუქტურები, რომლებიც უპირობოდ ტექტონიკური წარმოშობის არიან, წარმოადგენენ ტიპურ კოლიზიურ წარმონაქმნებს და გაჩნდნენ კავკასიონის ალპური ციკლის გვიანროგენული ეტაპის პერიოდში.

Injective Dislocations In the Axial Zone of the Horst-anticlinorium of the East Caucasian Main Range. T.Giorgobiani, D.Zakaraia. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

Following the detailed geological-structural researches carried out in the axial zone of the horst-anticlinorium of the Main Range of East Caucasus, in the sandstone strata of the Upper Paleozoic Stori suite, for the first time have been defined numerous manifestations of amagmatic injective dislocations of fissure type. They appear by means of injection and penetration of plastic matter into more viscous and friable, pre-fragmented rocks. At the same time has been treated a significant and at present disputable problem implying the dating of the Stori suite rocks. Proceeding from the detailed study of qualitatively new actual material and its correlation with the data on other Paleozoic units of the region, the authors propose these formations to be of Upper Carboniferous age. In the paper according to sketches and photos are briefly described morphologically

completely differing injective structures. It is shown that the injective dislocations had been formed under the acute uniform stress arising in the process of the protrusive upward movement to the surface of the basement block that is built up of the Stori suite formations. In this time due to intensive horizontal lateral compression in the interstitial voids of sandstones took place injection of clay matter from the surrounding Lower Liassic clay shales. There has been inferred that the injective structures, undoubtedly being of tectonic origin, are typical collision formations that had appeared during the late orogenic stage of the Alpine cycle of development of the Greater Caucasus.

Во время проведения детальных геолого-структурных исследований в пределах ущ. р. Стори, авторами в осевой части антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа были обнаружены образования, которые в литературе называют инъективными дислокациями. Эти специфические структуры формируются в результате инъекции пластического материала из одной толщи в другую, более вязкую и хрупкую, возникающие в обстановке сильного горизонтального сжатия. Внедрение подвижного вещества происходит в основном по трещинам и разрывам разного генезиса, вследствие чего образуются сложные инъективные структуры нагнетания. Поэтому эту разновидность дислокаций некоторые исследователи иногда именуют инъективными структурами трещинного типа (Косыгин, 1969, 1988; Белоусов, 1975; Бронгулеев, 1947 и др.).

Антиклинорий Главного хребта Восточного Кавказа, который в данном пересечении представляет собой слабонаклоненный на юг сильно деформированный горст, расположен в Горной Кахети в пределах складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Он сложен интенсивно дислоцированными глинистыми, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцевыми толщами северо-западного (аз. 290-310°) простирания, в основном нижне-среднелейасового и частично верхнелейасового возраста (Гиоргобиани, 2003). Отличительной особенностью его структуры является наличие в средней части горст-антиклинория среди глинистых сланцев нижнего лейаса выходов более древних и сравнительно высокометаморфизованных пород, именуемых сторской свитой (Топчишвили, 1996). Они слагают два линзовидных в плане тела различной величины, окаймленных согласно нижнелейасовыми глинистыми сланцами. Поверхность зеркала развитых в последних мелкой складчатости, очевидно, ранее целиком обрисовывала в разрезе пологую сводную часть горст-антиклинория (рис. 1). Основной выход этой древней толщи имеет ширину 4,5 км и длину до 7,5 км, поперечный размер более мелкого тела 0,4 км, а протяженность, вероятно, достигает 0,8 км.

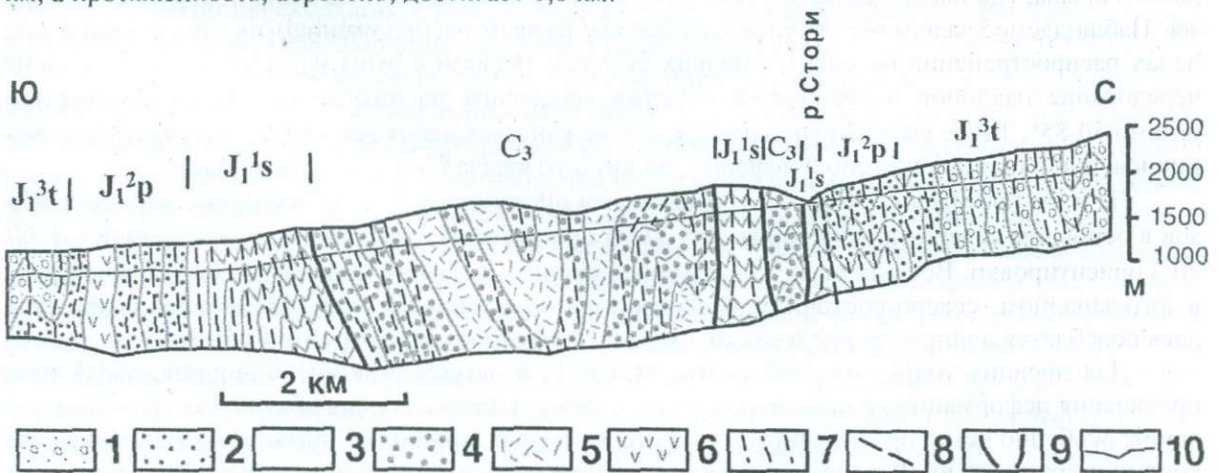


Рис. 1. Схематический геолого-структурный разрез горст-антиклинория вдоль ущ. р. Стори

1 – тоарский ярус – глинистые сланцы с прослоями и пачками песчаников; 2 – плинсбахский ярус – глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников; 3 – синемюрский ярус – глинистые сланцы с единичными прослоями тонкослоистых алевролитов и песчаников. Верхнекаменноугольные породы (сторская свита); 4 – крупно- и среднезернистые, преимущественно кварцевые песчаники с маломощными прослоями гравелитов и конгломератов; 5 – кварциты с прослоями кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев; 6 – дайка диабазы; 7 – поверхности кливажа (сланцеватости); 8 – зона разлома; 9 – протрузивные контакты блоков верхнекарбонных пород; 10 – уровень эрозионного среза

В сторской свите выделяются две толщи: нижняя песчанистая и верхняя кварцитово-песчанистая. Первая, мощн. до 1000 м, состоит из толсто-, крупно- и среднеслоистых грубо-,

крупно- и среднезернистых серых и темно-серых, в основном, кварцевых песчаников, с мало-мощными (1-3 м) прослоями гравелитов, конгломератов и конгломерат-брекчий. Цемент этих образований представлен, главным образом, кварц-серицитовым материалом, иногда с примесью хлорита и карбоната. Вторая представлена чередованием пачек кварцитов, кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев, мощи. 350-400 м, и 180-270 - метровых пачек, идентичных нижней толще песчаников. Общая мощность сторской свиты в данном пересечении составляет 2200 м (см. рис. 1).

Именно в этой древней сторской свите развиты многочисленные инъективные структуры, которые своими специфическими формами четко выделяются на фоне других, пликативных и дизъюнктивных, дислокаций. Примечательно, что эти образования распространены только в песчаниковых толщах данной свиты, тогда как в пачках метаморфических сланцев и кварцитов они вообще не наблюдаются.

Детальными исследованиями установлено, что структура древних пород сторской свиты, расположенных в ядерной части горст-антиклинория, имеет не антиклинальное в целом строение, как это считается в настоящее время, а представляет собой сильно сжатую асимметричную, наклоненную на юг синклиналь (см. рис. 1). Пологое крыло этой складки, назовем ее Сторской синклиналью, падает на северо-восток под углами 55-70°, а крутое залегает субвертикально или под углами 80-88° наклонено на юго-запад и северо-восток. В пределах последнего отмечается пологий флексурный перегиб, шириной до 0,75 км, который дополнительно осложнен разномасштабными неравномерно сжатыми малыми складками размером 50-250 м.

Как видим, характер дислокации сторской свиты не имеет ничего общего со структурой нижнеюрских глинистых сланцев.

В размещенной сторской свите метаморфических, углисто-глинистых и глинистых сланцах развит интенсивный кливаж, часто переходящий в сланцеватость. В песчаниках, гравелитах, конгломератах и кварцитовых толщах кливаж не наблюдается. На пологом крыле Сторской синклинали широко развитые здесь частые поверхности кливажа залегают круче, чем слоистость, и под углами 70-80° падают на северо-восток. В пределах крутого крыла складки плоскости кливажа в общем наклонены более полого, чем напластование пород, и под углами 80-85° падают на северо-восток. Среди поля развития однообразно крутозалегающего на северо-восток кливажа четко выделяется аномальный участок пологого складчатого перегиба субвертикального крыла, где наблюдается частая смена углов и направлений падения поверхности кливажа. Наблюдаемое залегание обусловлено веерообразным расположением их плоскостей в пределах распространения отдельных мелких складок. В связи с этим на этом месте отмечается чередование наклонов поверхностей кливажа, падающих на юго-запад и северо-восток под углами 50-85°. Такое своеобразное расположение кливажа, вероятно, свидетельствует о его возникновении в процессе поздней деформации крутого крыла Сторской синклинали.

На всем протяжении выхода сторская свита пронизана многочисленными дайками диабазов в основном северо-западного (аз. 285-315°) простирания, а редко северо-восточной (аз. 60-70°) ориентировки. Все они являются крутопадающими телами и под углами 60-85° наклонены в юго-западном, северо-восточном и северо-западном направлениях. Мощности диабазовых даек колеблются в широких пределах от 1,0 до 20,0 м, а иногда достигают 30-50 м.

Для древних толщ сторской свиты, развитых в осевой зоне антиклинория, характерны проявления деформации сплющивания и скалывания, возникающие в обстановке бокового давления, особенно четко просматриваемые в песчаниковых толщах, обладающих наибольшей вязкостью и хрупкостью. Формирующаяся в это время разрывно-трещинная система представляет собой результат горизонтального сжатия северо-восточной ориентировки.

Среди разрывных нарушений выделяются системы трех основных направлений, часть из которых заполнена дайками диабазов. Преобладают разрывы расщипывания крутопадающей системы северо-западной (аз. 295-315°) ориентировки, плоскости которых падают на северо-восток и юго-запад под углами 75-85°. Подчиненное значение имеют две системы сопряженных диагональных сколовых разрывов северо-восточного (аз. 60-70°) и субмеридионального (аз. 350-5°) направлений. Поверхности первой системы под углами 40-70° наклонены в основном на северо-запад, а плоскости второй системы более полого (45-50°) падают на запад и восток.

Большинство систем трещин, вероятно, сначала образовались в результате внутренних напряжений, возникающих в связи с процессами формирования осадков и происходящих в

самых породах. Заложение трещин отдельности обычно связывают с воздействием планетарного поля напряжения. Затем в результате проявления фаз складчатости и возникающего при этом тангенциального сжатия, трещиноватость в толщах песчаников возобновлялась с усилением в них следов тектонического воздействия. Характер ориентировки развитых сейчас в породах сторской свиты основных и второстепенных систем трещин свидетельствуют о том, что в возникновении современной системы трещиноватости главная роль принадлежит тектоническим движениям. Среди них отмечаются основные системы трещин, имеющие в общем такое же направление и падение, которое характерно и для разрывных нарушений. От последних они отличаются тем, что среди них кроме крутопадающей ($60-80^\circ$) системы выделяется значительно более пологая ($10-40^\circ$) группа трещин. Кроме того в этих образованиях, наряду с прямолинейными нарушениями, нередко наблюдаются трещины и неправильно изогнутой и листрической формы.

Благодаря образованию сетки нарушений в виде наложения друг на друга этих систем, разрывов и трещин, возникают деформации, которые обуславливают интенсивную раздробленность сравнительно более жестких и хрупких песчаников сторской свиты, наблюдаемые как в разрезе, так и в плане. Именно по трещинам этих систем и происходит, в основном, инъективное внедрение в песчаниковые глинистые сланцы, что отмечается также вдоль ослабленных зон границ слоистости.

В настоящее время существуют разные представления о возрасте древней сторской свиты, развитой в центральной части горст-антиклинория. Одни исследователи считали ее палеозойским образованием (В.И.Славин, 1931 [см. Адамия, 1968; Топчишвили, 1996]; Варданянц, 1932; Вассоевич, 1932; Беликов, 1940; В.И.Пац, 1940) [см. Адамия, 1968; Топчишвили, 1996], Кахадзе, 1947; Крестников, Робинсон, 1955; П.И.Авалишвили и др., 1962; В.Я.Эдилашвили, 1961 [см. Адамия, 1968]), а другие относили эти породы к верхнему палеозою и триасу (Мельников и др. 1973). Некоторые авторы рассматривали их как триасовые толщи (С.Г.Букия, 1959 и Н.И.Цибовский, 1959 [см. Адамия, 1968]), или триас-нижнелейасовые отложения (П.И.Авалишвили и др., 1958 [см. Адамия, 1968, Топчишвили, 1996]). Некоторые авторы (Крестников, 1947, П.И.Авалишвили и др., 1958 [см. Адамия, 1968]) меняли ранее высказанное представление на противоположное, а другие (Варданянц, 1940; Е.Б.Габуния и Т.Г.Казахашвили, 1944 [см. Адамия, 1968]) разделяли сторскую свиту на палеозойские и лейасовые образования. Сейчас наиболее распространено мнение о принадлежности этой толщи к базальной части нижнелейасовых глинистых сланцев, согласно переходящих в вышележащие отложения (М.П.Прудзе, 1966 [см. Топчишвили, 1996], Адамия, 1968; Топчишвили, 1996; Гуцин и др., 1996).

Суммируя вышеперечисленные разнообразие представлений, касающиеся возраста сторской свиты, необходимо отметить и проанализировать те основные доводы, которые, как считали названные исследователи, подтверждали их мнения. Поводом для отнесения этой толщи к палеозою, по мнению большинства авторов, явилась значительно большая, чем во вмещающих их глинистых сланцах, метаморфизованность этих пород и их литологическое сходство с доюрскими образованиями южного склона Центрального Кавказа. Они утверждали, что древние породы имеют разломные контакты с включающими глинистыми сланцами и рассматривали их как тектонические клинья, размещенные в нижнелейасовой толще. Другие исследователи принимают эти отложения за нижнелейасовые, считая, что сторская свита имеет с вмещающими их фаунистически охарактеризованными глинистыми сланцами нижнего лейаса (синемюра) согласные стратиграфические контакты и связаны с ними постепенными переходами. Поэтому они рассматривают эти древние породы как базальные образования, слагающие ядра отдельных антиклинальных структур и нормально залегающие под обрамляющими их глинистыми сланцами. Это представление получило широкое признание и нашло свое отражение на последних геологических и тектонических картах Грузии и Кавказа, где породы данной толщи уже датированы как нижнеюрские образования.

Сравнительно высокий уровень метаморфизма слагающих сторскую свиту пород резко выделяет их на фоне окружающих их значительно менее измененных глинистых сланцев. Некоторые исследователи связывали эти особенности пород сторской свиты по сравнению с лейасовыми толщами, с контактными, контакт-гидротермальными и контакт-метасоматическими изменениями первичных глинистых сланцев, происходящими в зонах, насыщенных силами и дайками диабазов (Адамия, 1968; Топчишвили, 1996). Однако предполагаемое объяснение проис-

хождения метаморфических сланцев противоречит наблюдаемому в поле фактическому материалу.

Во-первых, на большом (протяженность 0,7 км) участке развития кварц-серицитовых сланцев и кварцитов вообще не наблюдаются дайки диабазов, а на других, даже менее широких (50-150 м) отрезках их распространения, отмечаются лишь единичные маломощные (1,5-3,3 м, редко до 10 м) секущие тела. Во-вторых, в контактовых зонах диабазовых даек в образованиях сторской свиты наблюдаются лишь небольшие (0,1-0,5 м) участки закалки и ороговикования. Конечно, такое слабое воздействие на вмещающие породы не может быть причиной формирования таких мощных (10-200 м) пачек метаморфических сланцев и кварцитов. В-третьих, непонятно, почему не вызывают такие же значительные изменения пород многочисленные диабазовые дайки, развитые в лейасовых глинистых сланцах, где они оказывают на вмещающие их толщи очень слабое контактное воздействие. В-четвертых, в этом случае невозможно объяснить наблюдаемое в едином разрезе переслаивание пачек сильно метаморфизированных сланцев и не затронутых такими изменениями глинистых пород, совместно прорванными диабазовыми дайками. Трудно представить в чем причина такого избирательного метаморфизма этих образований и их совместное сонахождение.

По нашему мнению, повышенный метаморфизм названных сланцев, обусловлен не локальными, контакт-гидротермально-метасоматическими процессами, а связью с регионально проявленным динамометаморфизмом, испытанным более древними, чем лейасовыми, породами сторской свиты.

В результате детальных геолого-структурных исследований нами установлено, что сторская свита и вышележащие глинистые сланцы нижнего лейаса не представляют собой непрерывную единую серию отложений и переходы между ними не являются постепенными. В опубликованных работах (Гиоргобиани, 2003; Гиоргобиани, Закарая, 2004) приведены новые фактические данные о структурном и стратиграфическом несогласии этих комплексов, которые позволяют убедиться в несостоятельности существующих в настоящее время представлений, касающихся возраста сторской свиты. Однако учитывая дискуссионность вопроса следует дополнительно отметить, что не подтверждается согласная смена этих комплексов и взаимоотношение сорской свиты и нижнелейасовых глинистых сланцев. Последние на северном крутом крыле Сторской синклинали контактируют с песчаниковой толщей этой свиты, а на южном пологом крыле – с ее пачкой кварц-серицитовых сланцев.

Вместе с тем детальное литологическое изучение отложений сторской свиты позволило нам уточнить возраст этой толщи. Изучение прозрачных шлифов показало, что как по составу, так и по степени метаморфизма они полностью идентичны терригенным образованиям - песчаникам, гравелитам и конгломератам верхнего карбона, фрагменты которых окаймляют Дарьяльский гранитоидный массив с севера и юго-востока и которые ошибочно отнесены к кистинской свите нижнего лейаса (Гиоргобиани, 2000). Глыбы различной величины аналогичных пород – песчаников, гравелитов и кварцитов, включены также в глинистые сланцы синемюрского возраста кистинской свиты, развитой вдоль южного контакта Гвелетского гранитоидного тела.

Подобные грубообломочные верхнепалеозойские породы обнажаются в Северной Осетии в виде отдельных разрозненных выходов - в верховьях рр.Баддон, Фиагдон, Гизельдон и Генальдон. Здесь эта толща известна под названием баддонской свиты и датируется как верхнекаменноугольные отложения (Моргунов, 1965). В свою очередь верхнепалеозойские образования баддонской свиты совершенно тождественны верхнекарбоневой квишской свите Верхней Сванети и по литологическому составу, и по фациальному характеру отложений (Хуцишвили, 1972).

На основании вышесказанного, учитывая литологическое сходство и идентичную степень метаморфизма пород сторской свиты с верхнекаменноугольными толщами Большого Кавказа, в частности с баддонской и квишской свитами, ее можно предположительно считать их аналогом и также датировать верхним карбоном. Это необходимо иметь в виду при пользовании современными геологическими картами Кавказского региона, где эти доюрские породы неправильно отнесены к нижнелейасовым отложениям, что в будущем, по мнению авторов, обязательно должно быть исправлено.

В процессе исследований выяснилось, что на разных уровнях сторской свиты в песчаниковых толщах очень часто наблюдается скопление черных и темно-серых глинистых сланцев аналогичных сланцам лейаса. Как показали наши наблюдения, они, как правило, не образуют нормальных прослоев и пачек среди песчаников, а представлены в виде секущих напластова-

ний типичных инъективных структур самой различной морфологии. Расположение глинистых сланцев вдоль слоистости отмечается крайне редко, но и в этих случаях пласты имеют неровные изогнутые очертания. Несмотря на это, все предыдущие исследователи такое необычное залегание глинистых сланцев, заключенных в песчаниковую толщу, рассматривали как нормальное напластование стратиграфического разреза.

Поэтому выяснение особенностей расположения глинистых сланцев среди песчаников в сторской свите и причин такого своеобразного взаимоотношения, имеет решающее стратиграфическое и структурное значение. Наличие подобных пород и их большое сходство с лейасовыми глинистыми сланцами в песчаниковой толще, по мнению некоторых авторов (Авалишвили и др., 1957 – см. Адамия, 1968), часто служит основанием для отнесения сторской свиты в целом к нижнеюрским образованиям. А развитие типичных структур внедрения пластичных глинистых сланцев в хрупкие грубозернистые кварцевые песчаники указывает на проявление в пределах ядерной части горст-антиклинария инъективной тектоники.

При всестороннем изучении создается впечатление, что расположенные в песчаниках глинистые сланцы не являются коренными членами сторской свиты, а представляют собой чуждые породы, не слагающие с вмещающими их толщами первичную непрерывную серию отложений.

Это подтверждается и более интенсивной степенью регионального метаморфизма развитых в сторской свите различных сланцев, нормально переслаивающихся с кварцевыми песчаниками. При сравнении их с типичными черными и темно-серыми глинистыми сланцами выясняется, что они являются значительно более глубоко измененными породами, по сравнению с обычными глинистыми сланцами лейаса. Они в основном представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами светло-серого, зеленовато-серого и зеленоватого цвета, которые в разрезе переслаиваются с пачками светлых кварцитов.

Подобные метаморфические сланцы необычны для юры, но известны из палеозойских образований более западных районов Большого Кавказа. Поэтому глинистые сланцы не могут быть причислены ни по степени метаморфизма ни по петрографическому составу к сланцам сторской свиты, что исключает их совместное нормальное расположение в одном разрезе. В действительности, по нашему мнению, они находятся здесь в аллохтонном залегании, что подтверждается внедрением и нагнетанием глинистых сланцев в толщах песчаников и образованием при этом своеобразных скоплений глинистого материала.

Вышеотмеченное дает основание считать, что присутствие на одном и том же уровне эрозионного среза в сильно измененных толщах сторской свиты сравнительно слабо метаморфизованных идентичных лейасовым, глинистых сланцев, являются вторичными и они не принадлежат к данной свите, а представляют собой более молодые образования, проникшими в них в результате проявления в этой зоне инъективных процессов.

После некоторых отступлений, оправданных дискуссионностью вопроса о возрасте и особенностями соотношений сторской свиты с вмещающими синемюрскими глинистыми сланцами и вызванными появлением новых дополнительных фактов, касающихся этой проблемы, возвратимся к характеристике расположенных в пределах Сторской синклинали инъективных структур.

Детальное специальное изучение обнажений по правому борту ущ. р.Стори, проведенное вдоль автомобильной дороги, показало, что глинистые сланцы, развитые в песчаниковых толщах сторской свиты, в подавляющем большинстве случаев образуют типичные инъективные внедрения в песчаниках. Они, как правило, встречаются в виде многочисленных специфических тел, имеющих совершенно разную морфологию и размеры. Некоторые сравнительно простые формы из них изображены на рисунках обнажений, сделанных непосредственно в поле, и на фотографиях (рис. 2-5).

Образование подобных инъективных структур, по мнению большинства исследователей, происходит в результате компрессии слоистых толщ различной компетентности, из которых средняя толща представлена пластичными породами. Последние, обладающие необходимой подвижностью, при деформации перемещаются из области повышенных давлений в места давлений более низких и нагнетаются в существующие или возникающие в это время трещины более хрупких пород. Поэтому эти образования, которые можно назвать амагматическими инъекциями, несомненно являются структурами тектонического происхождения (Бронгулеев, 1947).

Инъективные дислокации (трещинные инъекции), насколько нам известно, в пределах Большого Кавказа описаны впервые. Ранее в Горной Осетии в верховьях р. Гизельдон в центральной части одноименной горст-антиклинали среди палеозойских образований были установлены инъективные дислокации другого типа, представленные в виде диапиров, ядер нагнетания, брекчий течения и кластических даек (Макаров, 1975).

Детальное изучение обнажений показало, что выходы сторской свиты не имеют с включающими их глинистыми сланцами синемюрского яруса ни разломных контактов, ни нормальных стратиграфических и согласных структурных взаимоотношений. Поэтому очевидно, что породы сторской свиты не являются нижнелейасовыми образованиями, а представляют собой доюрскую толщу, древнее чем вмещающие их синемюрские глинистые сланцы. Учитывая сходство этих пород с древними толщами других районов Большого Кавказа, мы предполагаем их верхнепалеозойский, точнее верхнекарбонный, возраст и считаем их выведенными на поверхность происходящими в регионе при позднейших деформациях фрагментами доюрского фундамента, находящимися во вторичном безкорневом аллохтонном залегании и включенными во вмещающую их нижнелейасовую глинистую толщу. Наиболее вероятна протрузивная природа этих образований, чем обусловлено их согласное с кливажем залегание. В этом случае контакт между ними действительно тектонический, точнее, протрузивный, т.е. являются особым вязким типом контакта, совпадающим с кливажными плоскостями и лишенными свойственных разломам зоны дробления пород. Сторская свита структурно не слагает ядра антиклиналей, а представляет собой отдельные блоки герцинского фундамента, расположенные в их средних частях, согласно обрамленные со всех сторон в разрезе и в плане только поверхностями сланцеватости, развитыми в нижнелейасовой глинистой толще (Гиоргобиани, 2003).

Следовательно, выходы сторской свиты в этом пересечении не находятся в коренном, первичном залегании, а являются типичными протрузивными массивами и поэтому переходы их в окаймляющие толщи не могут быть стратиграфически согласными и постепенными. Такой вывод дает возможность изменить существующее в настоящее время ошибочное, по нашему мнению, представление о нижнеюрском возрасте пород сторской свиты.

Формирование протрузивной структуры горст-антиклинория проходило в течение позднеорогенной коллизионной стадии (поздний миоцен-антропоген) развития региона. Проходило это в обстановке сильного тангенциального сжатия, возникающего при придвигании Восточной микроплиты Черноморско-Закавказского микроконтинента в северо-восточном направлении к складчатой системе Большого Кавказа и пододвигания под нее (Гиоргобиани, 1999; Гиоргобиани, Закарая, 2004). В результате этого процесса происходило раздробление герцинского фундамента по сколовым разломам на различные клиновидные блоки. При дальнейшем сжатия эти глыбы жестких, твердых палеозойских пород откалывались от цоколя и оказывались выжатыми и вдавленными в покрывающие их пластичные нижнелейасовые глинистые сланцы. При возрастании тангенциального сжатия осуществлялось их выдавливание вверх и совместное диапироподобное внедрение в центральной зоне горст-антиклинория (Гиоргобиани, 2003).

Возникновение инъективных дислокаций, развитых в палеозойских образованиях в осевой части горст-антиклинория происходило в процессе внедрения и перемещения протрузивного тела герцинского фундамента в покрывающем его в лейасовой толще в обстановке интенсивного горизонтального сжатия. Как уже было показано, возникновение главной массы глинистых инъекций из считавшихся ранее первичными прослоями в песчаниках глинистых сланцев в это время практически исключено. Даже если допустить, что глинистые сланцы являются коренными прослоями в песчаниках, все равно трудно объяснить происхождение наблюдаемых разнообразных инъективных форм в результате внедрения их из этих пластов, из-за отсутствия между ними непосредственной связи, повсеместно фиксируемой в обнажениях. Этому противоречит также несоответствие объема глинистых сланцев, заключенных в прослоях среди песчаников, с необычно большой массой скопления глинистых материалов, образованных в результате интенсивного внедрения. А в стратиграфическом разрезе ниже сторской свиты не предполагается наличие толщи глинистых сланцев, которые могли бы служить источником глинистого материала. Кроме того, при раздавливании отдельных пластов или пачек глинистых сланцев между слоями, в песчаниках должны были возникнуть поперечные апофизы глинистого материала, отходящие в разные стороны от питающих пластов, чего в действительности в обнажениях не наблюдаются. Наоборот, большинство инъективных дислокаций развиты среди песчаников, в которых слоистость вообще не отмечается, что доказывает разновозрастность этих пород.

Поэтому, учитывая вышесказанное можно заключить, что основным источником глинистого материала могут быть только вмещающие палеозойские комплексы нижнелейасовых глинистых сланцев, откуда происходило внедрение и проникновение пластичного вещества.

Механизм образования инъективных структур трещинного типа был обусловлен тектоническими процессами, происходящими во время бокового северо-восточного давления горст-антиклинория. Протрузивное тело, сложенное породами сторской свиты, имея, вероятно, форму перевернутой капли, в процессе субвертикального протрузивного принудительного движения к поверхности вверх, испытывало интенсивные деформации, находясь в оболочке нижнеюрских глинистых сланцев. В результате сильнейшего тангенциального давления в вязких и хрупких песчаниковых толщах сторской свиты "оживлялись" ранее существующие в породах разрывно-трещинные системы, что вызывало возникновение новых ослабленных зон. Это в свою очередь вызывало интенсивную сегментацию данными трещинами относительно твердых и плотных песчаников с возникновением многочисленных, разноориентированных и противоположно наклоненных под различными углами взаимопересекающихся систем трещин и разрывов разного масштаба.

Именно в полости этих трещин, различной ширины и морфологии, в обстановке сильного сжатия и происходило, главным образом, нагнетание и проникновение в окружающую хрупкую толщу пластичного материала глинистых сланцев. В случае интенсивного раздробления песчаников инъекции глинистого материала огибали их линзовидные обломки, имевшие разную форму и размеры, повторяя при этом контуры более жестких включений. Внедрение глинистого вещества, кроме того, очевидно, имело место и вдоль ослабленных зон внутри границ напластования. Эти наблюдаемые в обнажениях послойные инъекции прежние исследователи, как правило, принимали за коренные первичные прослои, что приводило к неверным выводам относительно их возраста. Очевидно этим обусловлено, что инъективные дислокации в сторской свите отмечаются только в хрупких, легко поддающихся раздроблению песчаниковых толщах.

Проникновение отдельных струй глинистого вещества окружающей толщ в пространство между обломками и блоками плотных песчаников, слагающих протрузивный массив, как показывает характер расположения в песчаниках инъективных структур, осуществлялось с разных сторон. Пластичность глинистого материала обеспечивала его движение и их внедрение в полость трещин на разных горизонтах песчаниковой толщ, как в вертикальном, так и в продольном направлениях. На протрузивное тело, сложенное раздробленными песчаниками сторской свиты и заключенное в толщу нижнелейасовых сланцев, инъективные процессы, происходящие в обстановке всестороннего давления, могли действовать со всех направлений. Это было вызвано проявлением различно ориентированных сил, которые заставили пластичные породы внедряться в полости трещин в песчаниковых пачках из питающих их глинистых толщ.

В одних случаях, в вертикальном направлении снизу вверх, под действием силы, обуславливающей его протрузивное перемещение, или сверху вниз, под влиянием силы статической нагрузки. При этом внедрению глинистого материала способствовало сильное прижатие протрузива к вмещающей глинистой толще, возникающее при сопротивлении вертикальному растяжению деформируемого тела. Аналогичные инъективные процессы осуществлялись, вероятно, и по простиранию протрузивного тела под действием сил, препятствующих его продольному растяжению. В других случаях глинистые породы внедрялись в песчаниковые толщ сторской свиты в поперечном их простиранию направлении, в условиях интенсивного бокового горизонтального совместного сжатия протрузивного песчаникового массива и вмещающих его глинистых сланцев, происходящих в поднимающихся в верх коллон, сложенных этими породами.

В результате такого всестороннего сильного тектонического нагнетания и внедрения образовывались новые локальные разнообразные структуры в песчаниковых толщах, в зависимости от формы и направления полостей нагнетания глинистых масс, совокупность которых называют инъективными дислокациями. Возникновение инъективных структур прекращалось, очевидно, после стабилизации тектонической обстановки в регионе, обуславливающие замедление или исчезновение компрессионных процессов в пределах горст-антиклинория. Но они сохранились в разрезе песчаниковых толщ сторской свиты в виде различных по форме и масштабу инъективных структур.

Ниже приводится краткое описание инъективных структур с севера на юг, развитых на крутом и пологом крыльях Сторской синклинали.

Крутое крыло Сторской синклинали

- Рис. 2-1. Линза глинистых сланцев, размещенная в серых кварцевых массивных песчаниках, которые на этом участке неслоистые на площади $5 \times 4,5$ м. Линза с юго-запада острая, а с северо-востока имеет тупой слабоизвилистый конец. Общий наклон пластины 25° на юг, которая ограничена неровными, слабо изогнутыми краями. Протяженность линзы $5,5$ м, ширина изменчивая – от $0,1$ до $0,5$ м. Элемент залегания кливажных плоскостей в глинистых сланцах $290^\circ \angle 60^\circ$ ЮЗ. Включенная в песчаники изолированная в разрезе пластина, вероятно, образовалась в результате внедрения глинистых сланцев вдоль простирания тела.
- Рис. 2-2. В кварцевых песчаниках расположена линза глинистых сланцев, которая падает в целом на юго-запад под углом 25° . Тело заостренной формы и выклинивается на севере, а на юге она уходит вниз под уровень автодороги. Элемент залегания кливажных плоскостей в глинистых сланцах $280^\circ \angle 60^\circ$ ЮЗ. На площади обнажения ($5 \times 3,5$ м) слоев не видно, песчаник здесь неслоистый и массивный. Видимая протяженность линзы составляет $5,0$ м. Ширина ее то сужается до $0,015-0,02$ м, то расширяется до $0,5$ м. Края линзы неровные, слабоизвилистые. Внедрение глинистого вещества в песчаниковую толщу скорее всего произошло снизу.
- Рис. 2-3. Включения угловатой зигзагообразной формы глинистых сланцев в кварцевые песчаники. На площади обнажения ($6 \times 5,5$ м) слоистость не наблюдается. Направление наклона глинистых сланцев в целом в пределах обнажения 55° на юг. Северная сторона этого тела ограничена изогнутым крутым ($60-85^\circ$), падающим на юг, разрывом, вдоль которого и произошло внедрение глинистого вещества. В нижней части ширина тела $2,5$ м, вверх сужается до $0,05-0,1$ м и протягивается на расстояние $3,5$ м. Элементы залегания кливажных плоскостей $320^\circ \angle 60^\circ$ ЮЗ. Внедрение глинистого материала в песчаники, вероятно, произошло снизу.
- Рис. 2-4. На фотографии видно, что темно-серые песчаники падают на ЮЗ под углом 60° . Мощность слоев $3,5-5-7$ м и более, слабо выражена слоистость. Наблюдается в общем согласная со слоистостью инъекция черных глинистых сланцев, с неровными изогнутыми краями, с сужающимися и расширяющимися участками. Внедрение глинистого материала в песчаниковую толщу произошло, очевидно, вдоль напластования.
- Рис. 2-5. Кварцевые песчаники, в которых на площади обнажения (7×4 м) слоистость не отмечается. Инъекция глинистых сланцев в песчаники имеет угловатую извилистую форму. Элементы залегания кливажных плоскостей $285^\circ \angle 70^\circ$ ЮЗ. Ширина тела составляет $6,5$ м, высота от $0,1$ до $3,5$ м. Как наблюдается в обнажении, глинистые сланцы внедрились снизу.
- Рис. 2-6. Углисто-глинистые сланцы клиновидной формы включены в неслоистые кварцевые песчаники. На площади обнажения ($4 \times 3,5$ м) слоистость не наблюдается. Острие тела направлено вверх, края которого слегка изогнуты. Протяженность его составляет более $4,0$ м, ширина в нижней части $1,2$ м, на вершине острия достигает $0,1-0,3$ см. Общее падение тела 60° на ЮЗ, в котором кливажные поверхности имеют элемент $295^\circ \angle 65^\circ$ ЮЗ. Судя по расположению, внедрение глинистого материала, очевидно, произошло снизу.
- Рис. 3-1. На площади 4×5 кв.м в грубых неслоистых песчаниках инъекционированы глинистые сланцы. Внедрение произошло в сколовых встречных сопряженных крутых разрывах, южный из которых имеет листрическую форму и падает под углами $30-70^\circ$ на север. Северный наклонен на юг под углом 80° . Мощность глинистых сланцев доходит до $0,1$ м, а протяженность $4,5-5,0$ м. Элементы залегания кливажных плоскостей $290^\circ \angle 75^\circ$ ЮЗ. Кверху внедрения глинистые вещества выклиниваются, а проникновение материала по разрывам, вероятно, происходило снизу.

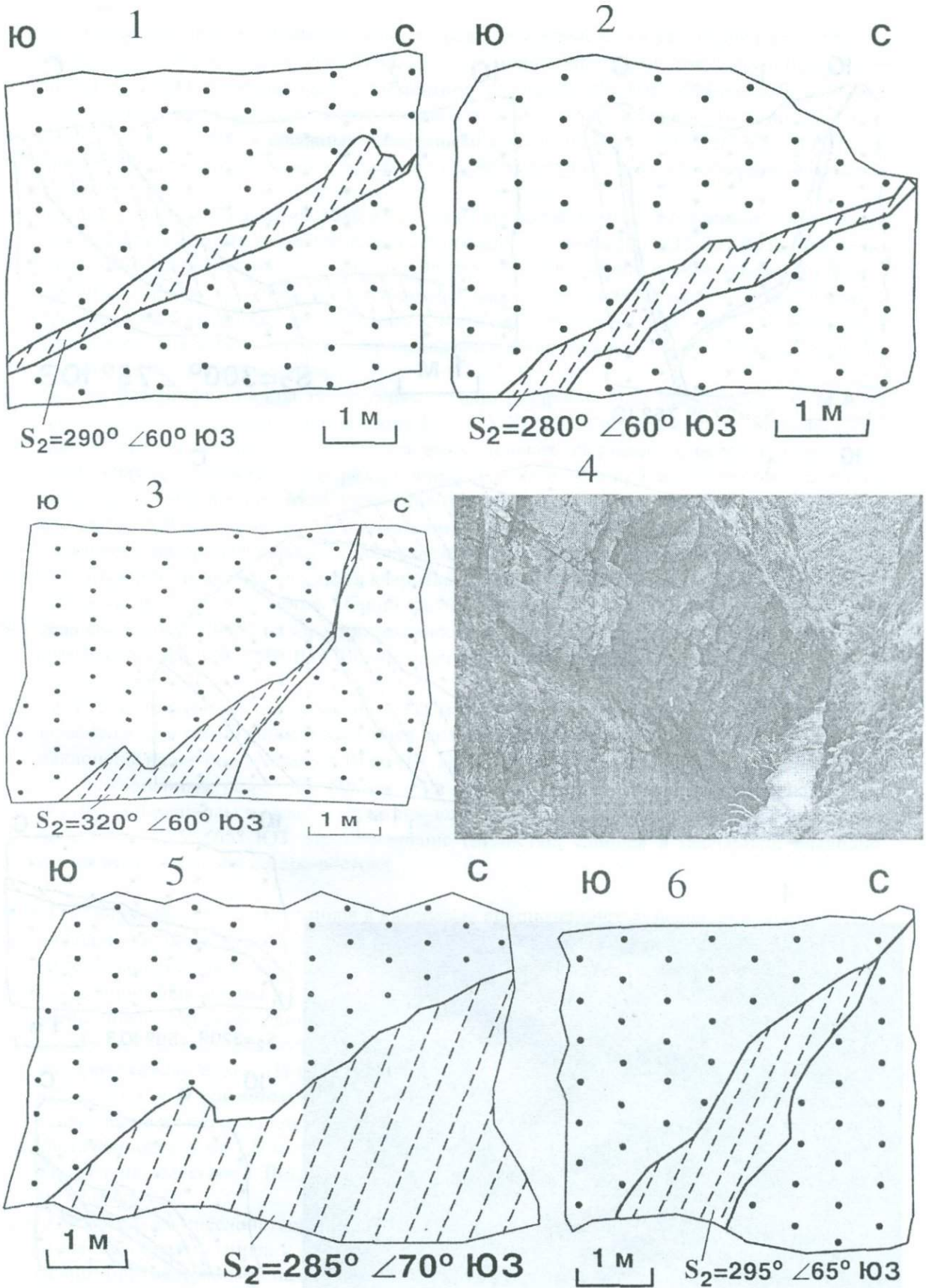


Рис. 2. Инъективные структуры, развитые в песчанниковой толще верхнекарбоновой сторской свиты. Точки – кварцевые песчаники; пунктир – поверхности кливажа в нижнелейасовых глинистых сланцах; S_2 – элементы залегания кливажа.

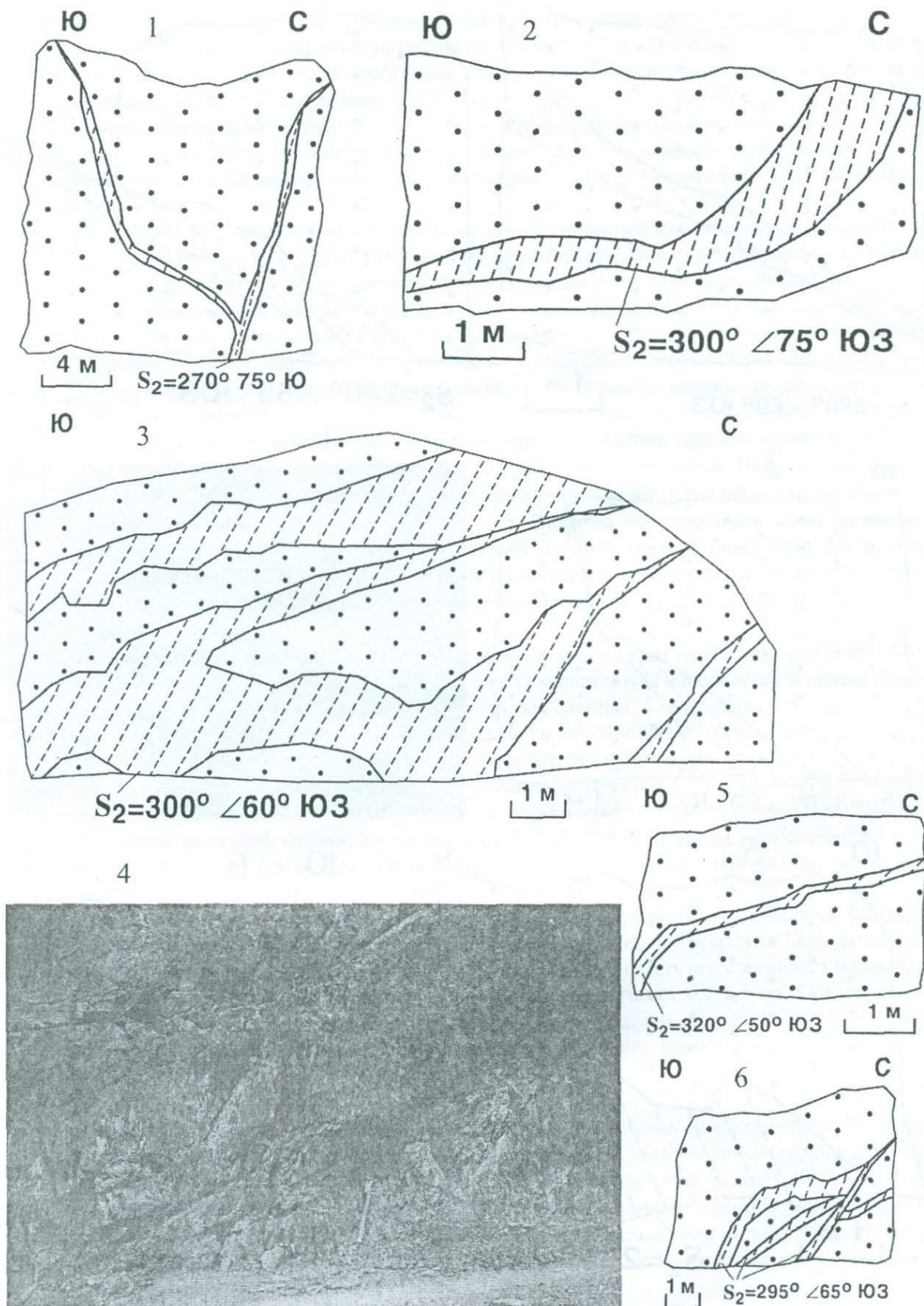


Рис. 3. Инъективные структуры, развитые в песчанниковой толще верхнекарбонтовой сторской свиты. Усл. обознач. см. на рис. 2.

- Рис. 3-2. Расположенное в толще песчаников тело глинистых сланцев листрической формы. Наклон верхней его части $65-45^\circ$ ЮЗ, нижний имеет слабо волнистое очертание и падает на $5-10^\circ$ на ЮЗ. В песчаниках, с элементами залегания $280-310^\circ \angle 45-65^\circ$ ЮЗ, наблюдаются редкие прослои конгломерата и гравелита. Видимая протяженность глинистого пласта 6,5 м, в котором кливажные поверхности имеют элемент $290^\circ \angle 70^\circ$ ЮЗ. Внедрение глинистых сланцев, возможно, произошло с обеих сторон – с юга и севера, вдоль слоистости.
- Рис. 3-3. На площади обнажений 15х6 кв.м среди крупнозернистых песчаников наблюдается лишь одна плоскость слоистости, с элементами залегания $300^\circ \angle 15-20^\circ$ ЮЗ. Внедрения глинистых сланцев имеют разветвляющиеся изогнутые формы в виде языков и струй, с общим наклоном тел $10-40^\circ$ ЮЗ. Ширина инъекций то сужается до 0,1-0,3 м, то возрастает до 1,5-2,5 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $290^\circ \angle 60^\circ$ ЮЗ. Внедрение глинистого материала, очевидно, происходило с обеих боков – с юга и севера, вероятно, частично вдоль напластования.
- Рис. 3-4. На фоторафии видны темно-серые сильно раздробленные песчаники, с нечеткими плоскостями слоистости, с элементами $300^\circ \angle 15-20^\circ$ ЮЗ. Рисунок внедрения очень сложный. Струи черных глинистых сланцев неправильных очертаний, с неровными извилистыми краями, сужающиеся и раздувающиеся, с причудливой ветвистостью, с общим наклоном $25-40^\circ$ на юг. Мощность этих тел от 0,1 до 1,0 м, видимая протяженность составляет 8,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $320^\circ \angle 50^\circ$ ЮЗ. Нагнетание глинистого материала, вероятно, происходило с двух сторон – с юга и севера.
- Рис. 3-5. Инъекция глинистых сланцев в кварцевые песчаники на площади обнажения (4х3,5 м), где слоистость не отмечается. Общий наклон изогнутого на юго-запад узкого (0,1-0,2 м) тела составляет $20-45^\circ$ на юг. Протяженность тела – 4,5 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $320^\circ \angle 50^\circ$ ЮЗ. Внедрение глинистого материала, очевидно, происходило с юга и севера.
- Рис. 3-6. В песчаники с пластами мощи. 1-2-3 м и элементами залегания слоев $285^\circ \angle 25^\circ$ ЮЗ включены пластины глинистых сланцев, которые имеют прямые и дугообразные формы и наклонены на юг под углами от 10 до 60° . Пластины глинистых сланцев нарушены разрывом, наклоненным под углом 50° на юг, в который внедрен глинистый материал. Мощности тел изменчивы и колеблются в пределах 0,1-0,6 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $295^\circ \angle 65^\circ$ ЮЗ. Проникновение глинистых сланцев в песчаники, очевидно, имело место снизу и с северо-востока.
- Рис. 4-1. Внедрения глинистых сланцев в кварцевые крупнозернистые песчаники, в которых на площади обнажения (6х8 м) не наблюдается слоистости. В середине обнажения проходит крутопадающий (70°) на юг разлом. На левом крыле нарушения внедренные тела глинистых сланцев наклонены на юг под углами $25-30^\circ$, а вблизи разлома изгибаются в виде антиклинали. Ширина сланцев 0,1-0,5 м, протяженность – 3,5-6,6 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $295^\circ \angle 60^\circ$ ЮЗ. Здесь проникновение глинистого материала, вероятно, происходило с юга. На правом крыле разлома глинистые сланцы в виде неправильно извилистых и раздвоенных языков, клиньев и пластин проникают в песчаники. Общее направление их падения крутое – $60-70^\circ$ на юг. Ширина струи составляет от 0,1 до 1,4 м, а протяженность – от 1,0 м до 6,0 м. Кливажные плоскости в глинистых сланцах имеют аналогичное залегание. Внедрение глинистого материала здесь, вероятно, происходило с юга и сверху.
- Рис. 4-2. В массивных неслоистых песчаниках в пределах обнажения (4х4,5 м) отмечается внедрение глинистых сланцев V-образной формы. Инъекция произошла вдоль пересекающихся вниз противоположно падающих слегка изогнутых сколовых разрывов. Южный разлом падает на север под углами $65-85^\circ$, а северный наклонен к югу под углами $55-70^\circ$. Ширина глинистых тел от 0,1 до 0,5 м, длина – 4-4,5 м. Элементы залегания кливажных плоскостей $300^\circ \angle 75^\circ$ ЮЗ. Судя по расположению струи глинистых сланцев, внедрение их в песчаники произошло сверху или вдоль простирания разрывных структур.

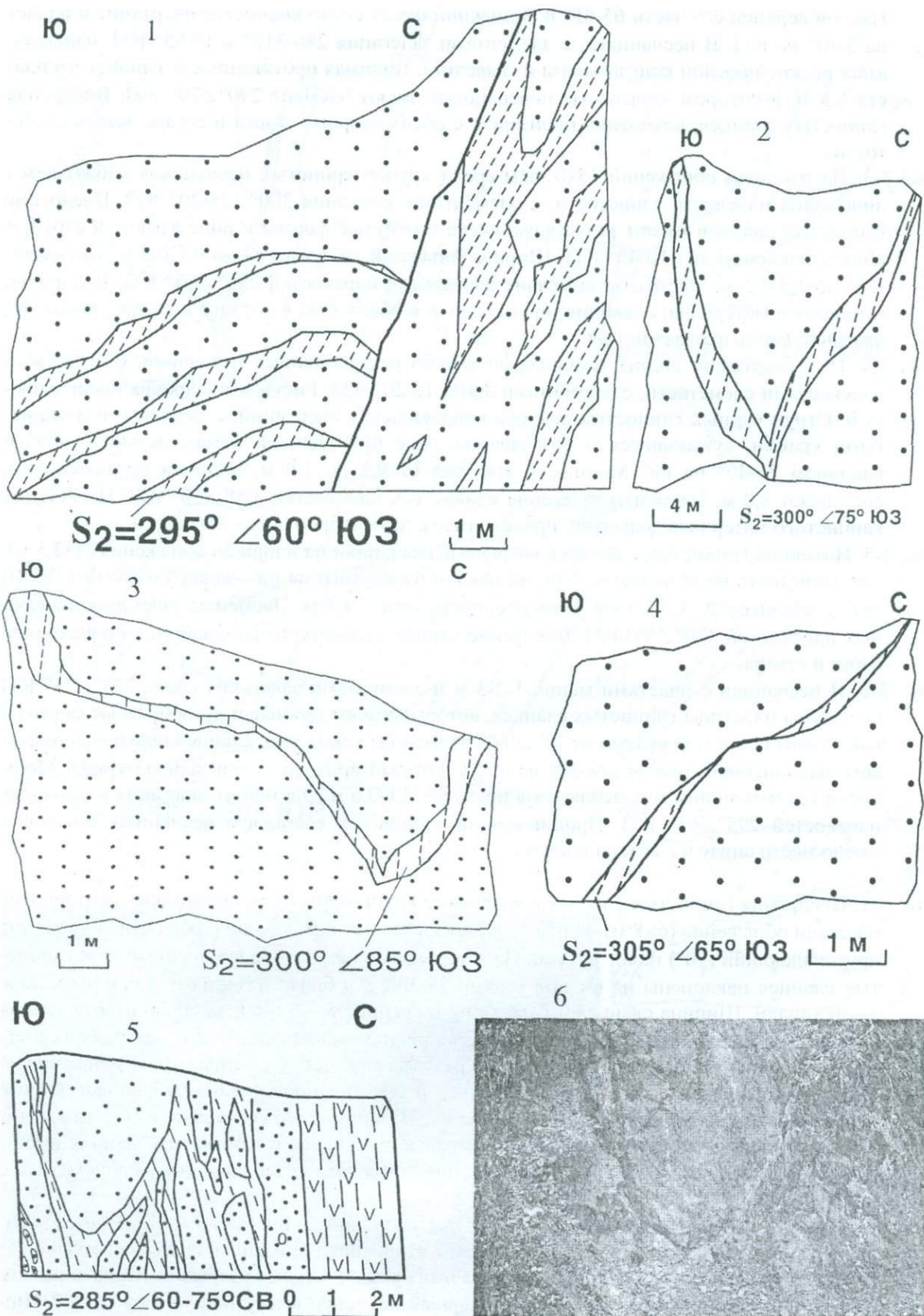


Рис. 4. Инъективные структуры, развитые в песчаной толще верхнекарбоновой сторской свиты. V – лайка диабаза. Остальные усл. обознач. см. на рис. 2.

Рис. 4-3. В кварцевых песчаниках, в которых в пределах обнажения (9×8 м) слоистость не наблюдается, внедрения глинистых сланцев имеют V-образную форму. Оно, скорее всего, произошло вдоль сходящихся вниз противоположно наклоненных ступенчато изогнутых сколовых разрывов. Южный разрыв падает на север под углами 20-80°, а северный наклонен под углами 50-85° на юг. Ширина глинистых тел от 0,2 до 0,5 м, протяженность – от 4,0 м до 11,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 295°∠70° ЮЗ. Проникновение в песчаники глинистого материала произошло, вероятно, сверху или вдоль простирания разрывов.

Рис. 4-4. В пределах обнажения (5×3 м) в неслоистых песчаниках проходит слегка изогнутый в середине сколовый разрыв, с углами падения 40-45° на юг. В пределах плоскости разрыва расположены клин и плоская линза глинистых сланцев. Ширина линзы 0,02 м, протяженность 1,7 м. Ширина клина 10-30 см, а длина составляет более 2,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 305°∠65° ЮЗ. Инъекция глинистого вещества в песчаники происходила, по-видимому, снизу и по простиранию разлома.

Пологое крыло Сторской синклинали

Рис. 4-5. Крупнозернистые кварцевые песчаники, в которых слоистость не наблюдается, обнажены на площади 9×6 м². Породы разбиты и разлинзованы многочисленными, наклоненными на северо-восток под углами 65-75°, разрывами в виде линз различной морфологии и величины. Размеры линзообразных тел песчаников колеблется от 0,5×1,0 м и 0,7×2,0 м до 3,0×4,5 м. Между этими линзами развиты ветвящиеся со сложным рисунком инъекции глинистых сланцев. Ширина струи глинистого материала составляет 0,2-1,0 м, а протяженность достигает 5,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 285°∠60-75° СВ. Вероятно, в песчаниках внедрение глинистого вещества происходило снизу. В северной части обнажения расположена крутозалегая дайка диабазы.

Рис. 4-6. На фотографии виден фрагмент предыдущего (рис. 4-5) обнажения. В ее центральной части просматривается самая крупная линза темно-серых песчаников, а по краям более мелкие их тела. Все они со всех сторон окружены черными глинистыми сланцами.

Рис. 5-1. В кварцевых неслоистых песчаниках в пределах обнажения (2×1,7 м) наблюдается внедренное в них острое, направленное вверх клинообразное тело глинистых сланцев. Высота его достигает 1,0 м, а ширина составляет 0,1-0,5 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 295°∠80° СВ. В песчаники внедрение глинистого материала осуществлялось, скорее всего, снизу.

Рис. 5-2. В выходе (4×2 м) кварцевых песчаников, элементы слоистости которых составляют 290°∠50° СВ, за пределами обнажения расположено грибообразное тело глинистых сланцев. Шляпка "гриба" наклонена на СВ под углами 10-30°, ножка также падает на СВ под углом 70°. Ширина их составляет от 0,1 до 0,5 м. Длина ножки – 1,3 м, а шляпки - 5,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 280°∠65° СВ. Проникновение глинистого материала в песчаники происходило снизу и, возможно, с северной стороны.

Рис. 5-3. В массивных песчаниках в пределах обнажения (2,5×4 м) слоистость не наблюдается. В средней его части проходит сколовый разрыв, наклоненный под углом 65° на северо-восток, в который внедрена плоская линза глинистых сланцев с неровными краями. Ширина глинистой линзы составляет 0,1-0,3 м, а длина достигает почти 4,0 м. Элементы залегания кливажных плоскостей 280°∠65° СВ. В песчаниках внедрение глинистого материала осуществлялось вдоль простирания структур, вероятно, в СЗ и ЮВ направлениях.

Рис. 5-4. Обнажение продольного разреза инъективного узкого клинообразного тела глинистых сланцев с неровными краями, расположенное в кварцевых песчаниках на площади 19×4,5 кв.м. Ширина глинистого тела составляет 0,2-1,8 м, а длина почти 20,0 м. Слои песчаников имеют элементы залегания 290°∠55° СВ, элементы кливажных плоскостей 305°∠65° СВ. В данном сечении их границы почти параллельны друг другу. В песчаниках внедрение глинистого вещества, скорее всего, происходило вдоль слоев с юго-востока.

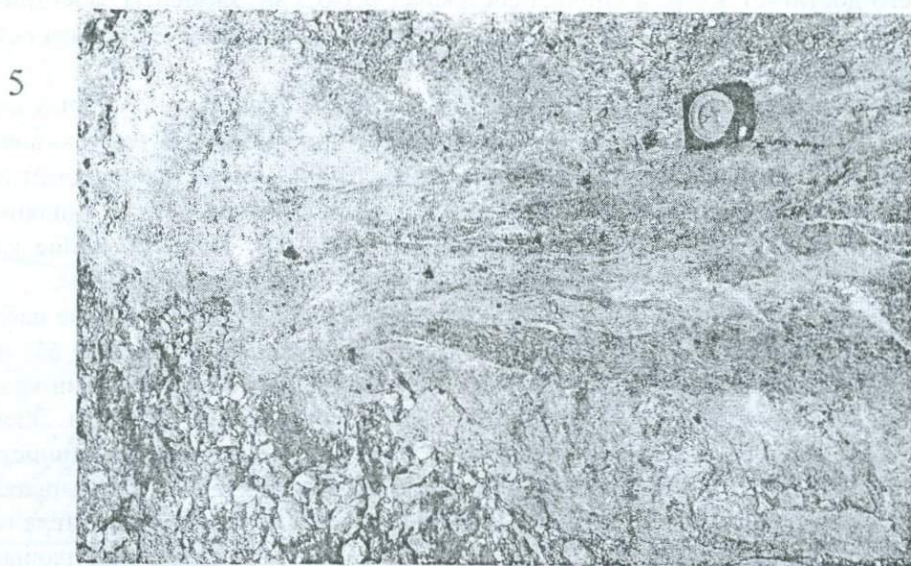
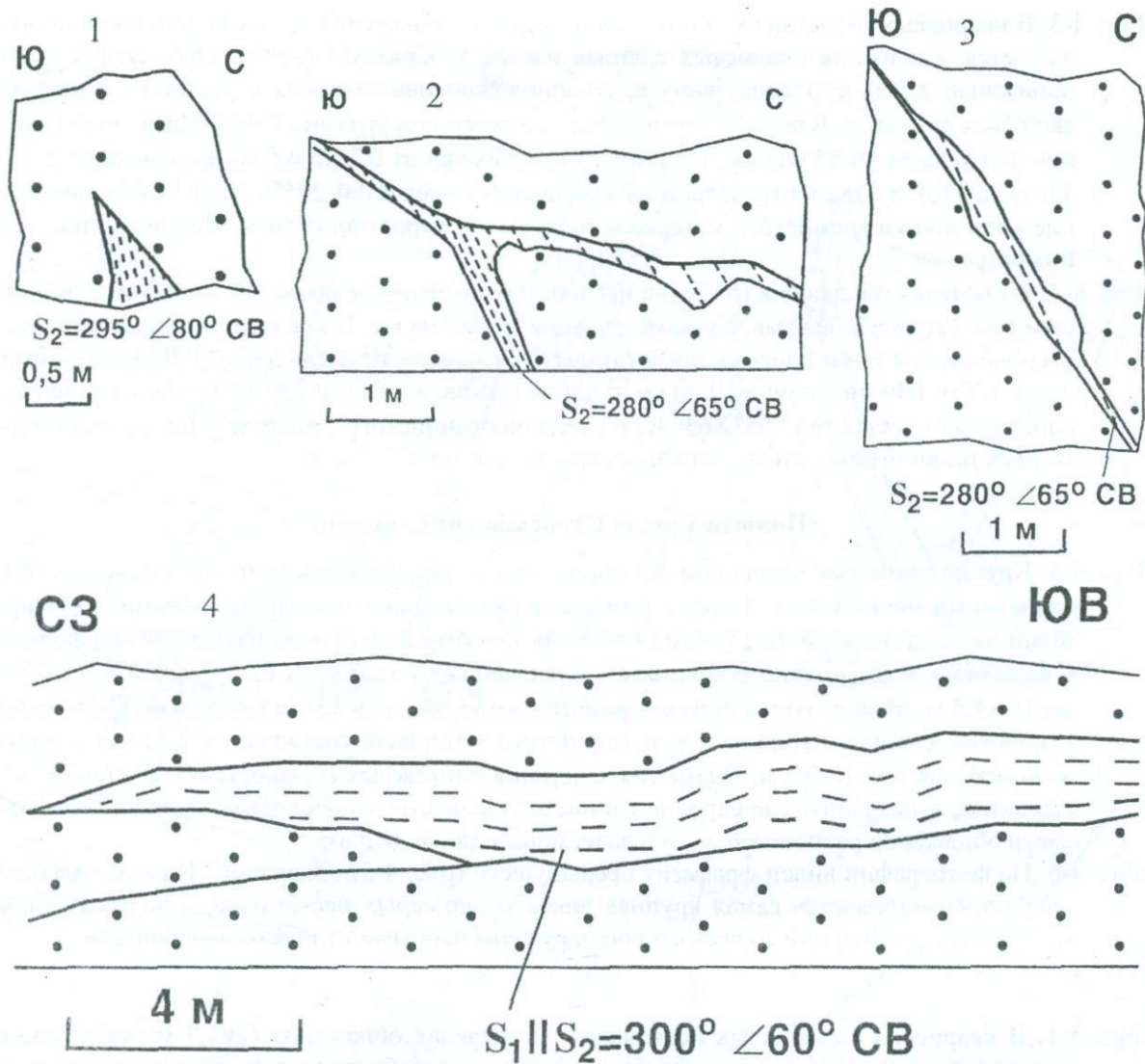


Рис. 5. Инъективные структуры, развитые в песчанниковой толще верхнекарбониферной сторской свиты. S_1 – элементы залегания слоистости. Остальные усл. обознач. см. на рис. 2.

Рис. 5-5. На фотографии изображен план серых песчаников, в которых наблюдаются струйчатые инъекции темно-серых глинистых сланцев различной протяженности. Длина наибольшей из них, в пределах обнажения, достигает 0,8 м. Проникновение глинистого материала в песчаники, очевидно, осуществлялось с ЮВ на СЗ или наоборот, в субгоризонтальном направлении.

Как видно из вышеизложенного, описанные образования представляют особый тип инъективных дислокаций – трещинные инъекции, которые, проникая в полости трещин сильно раздробленных песчаников, имеют различную ширину – от нескольких миллиметров до нескольких метров, редко достигая 6-6,5 м. Протяженность инъективных тел в пределах обнажений колеблется от 1,0 до 11,0 м, а по простиранию составляет около 20,0 м.

Таким образом, в пределах осевой части горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа широким распространением пользуются амагматичные инъективные структуры трещинного типа, выраженные в виде нагнетания и проникновения пластичных нижнелейасовых глинистых сланцев в верхнекарбоновые вязкие и хрупкие песчаниковые толщи. Такие дислокации являются важнейшими элементами структуры горст-антиклинория и служат подтверждением протрузивной природы, выходов палеозойских пород и проявления здесь инъективной тектоники. Судя по механизму и времени формирования эти инъективные структуры представляют собой типичные коллизионные образования, возникшие во время позднеорогенной стадии альпийского цикла развития Большого Кавказа.

Литература

- Адамия Ш.А. (1968) Доюрские образования Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 16. Тбилиси: Мецниереба. 294 с.
- Беликов Б.П. (1940) Мраморы Грузии //Тр. Ин-та геол. наук. Вып. 34. Петрогр. сер. (№ 12). 44 с.
- Белоусов В.В. (1975) Основы геотектоники. М.: Недра. 264 с.
- Бронгулеев В.В. (1947) Амагматические инъекционные явления на платформе //Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 22. Вып. 6. С. 41-53.
- Варданянц Л.А. (1932) Очерк геологии ущелья реки Дид-хеви в Кахетии //Изв. ВГРО. Вып. 98. С. 1-12.
- Варданянц Л.А. (1940) Ингузии Северной Кахетии (Кавказ) //Зап. Росс. минер. общ. Ч. 69. № 2-3. С. 331-340.
- Вассоевич Н.Б. (1932) Геологические исследования в районе Сабуинского месторождения кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахетия) //Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 20. С. 3-32.
- Гиоргобиани Т.В. (1999) Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа //Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 174-178.
- Гиоргобиани Т.В. (2000) О протрузивном происхождении гранитоидных массивов Дарьяльского ущелья (Большой Кавказ) //Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Матер. совещ. М.: ГЕОС. С. 123-125
- Гиоргобиани Т.В. (2003) К вопросу о происхождении горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа //Докл. РАН. Т. 388. № 3. С. 363-368.
- Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. (2004) О проявлении протрузивной тектоники в осевой зоне Сванетского антиклинория (Большой Кавказ) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 119. Тбилиси. С. 98-112.
- Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Шевченко В.И. (1996) Строение Восточного Кавказа (Варданянско-Андийское и Сторское пересечения) //Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 71. Вып. 2. С. 53-63.
- Кахадзе И.Р. (1947) Грузия в юрское время //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. III(VIII). 371 с.
- Косыгин Ю.А. (1969) Тектоника. М.: Недра. 616 с.
- Косыгин Ю.А. (1988) Тектоника. М.: Недра. 462 с.
- Крестников В.Н. (1947) Тектоническая характеристика восточной части Центрального Кавказа //Изв. АН СССР. Сер. геол. № 6. С. 47-58.
- Крестников В.Н., Робинсон В.Н. (1955) К вопросу о палеозое Северной Кахетии //Докл. АН СССР. Т. 105. № 5. С. 1076-1079.

- Макаров В.Н. (1975) Инъективные дислокации среди палеозойских образований Горной Осетии (Центральный Кавказ) //Геотектоника. № 3. С. 60-67.
- Мельников В.А., Мельников Ю.В., Марунич В.Н. (1973) О возрасте доюрских образований Кахетии (Восточный Кавказ) //Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 149-150.
- Моргунов Ю.Г. (1965) Верхнепалеозойские отложения Северной Осетии (Центральный Кавказ) //Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 108-112.
- Топчишвили М.В. (1996) Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 108. Тбилиси: Мецниереба. 216 с.
- Хуцишвили О.Д. (1972) Стратиграфия и фауна квишской свиты //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 33. Тбилиси: Мецниереба. 81 с.

КИНЕМАТИКА И МОРФОГЕНЕЗИС БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ МЕЖГОРНЫХ МОЛАССОВЫХ ВПАДИН КАВКАЗА (ГРУЗИЯ)

Л.В.Башеленшвили, М.А.Кумелашвили, С.Д.Стамболишвили

Кинематика и морфогенезис блоковой структуры межгорных молассовых впадин Кавказа (Грузия). Л.В.Башеленшвили¹, М.А.Кумелашвили², С.Д.Стамболишвили². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge); ²Грузинский технический университет, ул.М.Костава, 77, 0175 Тбилиси, Грузия.

В современной структуре доальпийской консолидированной коры южнокавказских молассовых впадин (по широтному профилю) намечается существование структур растяжения в основном в виде ступенчато-наклонных tilt блоков, в дальнейшем трансформирующихся в т.н. листрические сбросы. Образование подобных структур связывается, с одной стороны с подъемом мантийных масс на некоторых участках региона, а с другой – с продвижением Аравийского выступа на север и связанным с ним латеральным выдавливанием масс в восточном и западном направлениях, особенно на позднеорогенной (колизийной) стадии развития региона.

კავკასიის მთათაშუეთის მოლასური როფების ბლოკური სტრუქტურის კინემატიკა და მორფოგენეზის (საქართველო). ლ.ბაშელენშვილი¹, მ.კუმელაშვილი², ს.სტამბოლიშვილი². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge); ²საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, მ.კოსტავას ქ., 77, 0175 თბილისი.

სამზრეთკავკასიის მოლასური როფების ალპურამდელი კონსოლიდირებული ქერქის თანამედროვე სტრუქტურაში (განედური პროფილის გასწვრივ) აღინიშნება გაჭიმვის სტრუქტურების არსებობა ძირითადად დახრილ-საფეხურისებრი ბლოკების სახით, რომლებიც შემდგომი დეფორმაციებისას ტრანსფორმირდება ეგრეთ წოდებულ ლისტრულ რეგეებად. მსგავსი სტრუქტურების წარმოშობა უკავშირდება ერთი მხრივ პროფილის ცალკეულ უბნებზე მანტიური მასების ახეებას (ამოწევას), მეორეს მხრივ – არაბეთის ქიმის ჩრდილოეთისკენ გადაადგილებისას მასების ლატერალურ გამოწეებას, როგორც დასავლეთი, ისე აღმოსავლეთი მიმართულებით, განსაკუთრებით რევიონის განვითარების გვიანოროგენულ (კოლიზიურ) სტადიაზე.

Kinematics and Morphogenesis of Intermontane Molasse Depression Block Structures of the Caucasus (Georgia). L.Basheleishvili¹, M.Qumelashvili², S.Stambolishvili². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia; ²Georgian Technical University, M.Kostava st., 77, Tbilisi 0175, Georgia.

In contemporary structure of the pre-Alpine crystalline basement of the South Caucasian molassic depression (along the latitudinal profile) is marked the existence of tension structure mainly in condition of stepped-inclined blocks, which subsequently turn into the so-called listric faults. The appearance of this one is bound up, on the one hand, with uplift of the mantle masses in some parts of the region and on the other hand, with advance of the Arabian plate to the north and connected with them lateral squeezing out of masses both to the west and to the east especially at the late-orogenic (collision) stage of development.

Формирование современной структуры южнокавказских (Рионской и Куринской) молассовых впадин во многом определяется как меридиональной (субмеридиональной), так и широтной системой разломов, охватывающих разные глубины земной коры. Отмеченные разломы часто являются боковыми ограничениями блоков кристаллического фундамента земной коры, создавая картину его мозаично-блокового строения (рис.1). Это явление находит свое отражение на схеме тектонического расчленения Грузии, составленной И.П. Гамкрелидзе (1984, 2000). В дальнейшем мы будем придерживаться тектонической схемы 2000 года и работы И.П.Гамкрелидзе и др.(Gamkrelidze et al., 1998), где автором в пределах Грузинской глыбы выделяются 11 блоков. Конфигурация отмеченных блоков, в основном, определяется разломами (в нашем случае не все блоки, выделенные на схеме И.П.Гамкрелидзе, соответствуют нашей интерпретации, особенно в восточной части, где они несут иную смысловую нагрузку). Анализ литофаций и мощностей осадочного покрова, развитого в их пределах, в ряде случаев указывает на их автономный и инверсионный характер развития. Сопоставление данных геофизики и бурения, а также применение метода системного анализа дизъюнктивных структур (Забродин, 1982) позволяют прояснить некоторые вопросы структурно-кинематической эволюции и морфо-генетики

отдельных блоков и разломов, а также образования молассовых впадин Южного Кавказа в целом.

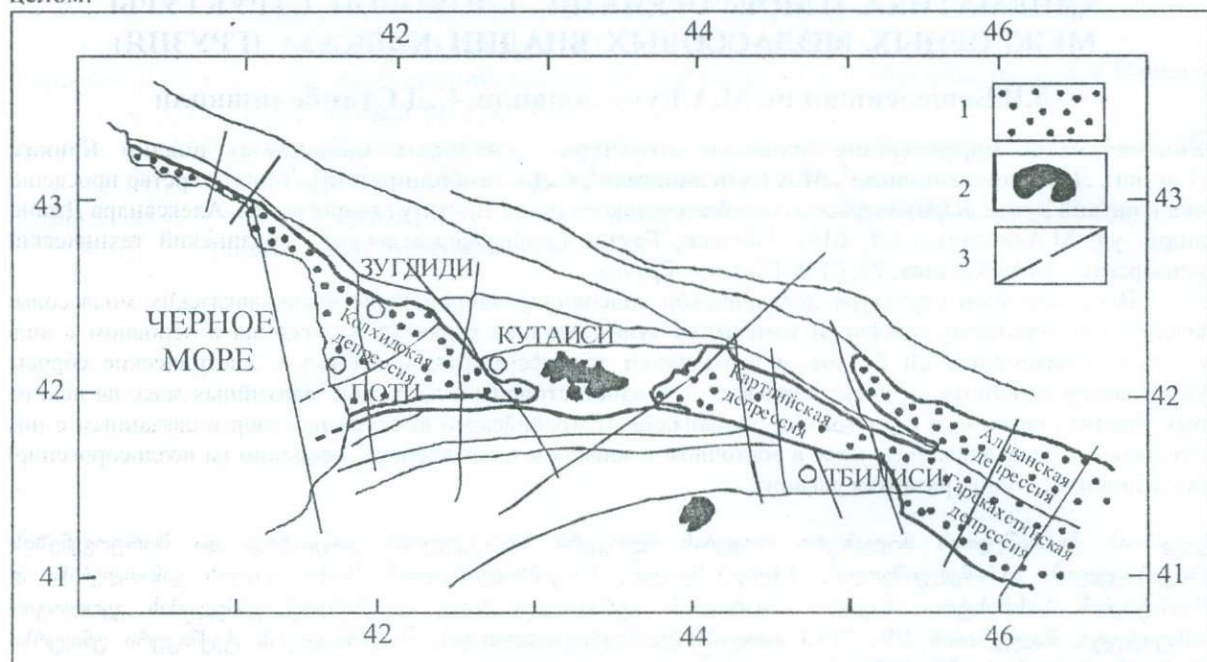


Рис.1. Схема разломной тектоники кристаллического субстрата Грузии
1-позднеальпийские молассовые впадины; 2-выходы на поверхность кристаллического фундамента; 3- разломы

Взаимосвязь мощностей осадочного покрова, разломов и морфологии кристаллического фундамента

Исследования последних лет показывают, что в Колхидской впадине по сейсмическим данным кристаллический фундамент погружается с востока на запад от 0 до 8-9 км (в прибрежной части Черного моря). Однако при общем погружении к западу (местами в фундаменте) отмечаются локальные поднятия, которые довольно четко фиксируются на сейсмических профилях (КМПВ, МОВ). Кроме того, эти поднятия в восточной части вскрыты скважинами. Здесь на породы фундамента непосредственно налегают нижнемеловые отложения, а мощность мио-плиоценовых отложений составляет 400-450 м. К западу, между с.Ахали Свири и с.Варцихе отмечается прогиб, где мощность мио-плиоцена остается неизменной, но зато вдвое увеличивается мощность верхнемеловых отложений. В с.Варцихе скв. №18 на глубине 720 м зафиксировано поднятие фундамента. На пятикилометровом отрезке поднятия мощность мезозойско-кайнозойского чехла сокращается до минимума (700-750 м). К западу в скважине № 66 (Сакулия) вдвое возрастает мощность мио-плиоценовых отложений, и на верхнемеловых отложениях непосредственно залегают отложения чокрака. Западнее с.Сакулия фундамент вновь погружается. Скв. № 1 (Самтредиа) в интервале 2800-3045 м вскрыла среднеюрские отложения. Здесь на верхнемеловых отложениях залегают отложения меотического яруса. Таким образом, по широтному профилю Зестафони-Самтредиа (рис.2) мощность верхнемеловых отложений не превышает 250-200 м, за исключением Ахали Свири-Родинаульской площади, где их мощность составляет 800 м, а мощность нижнемеловых и мио-плиоценовых отложений по сравнению с соседними участками не изменяется. Западнее отмеченного прогиба как геологическими, так и геофизическими данными четко фиксируется приподнятый Варцихский блок, который, как показывают данные бурения, с запада и востока ограничен разломами, проникающими, по крайней мере, до подошвы земной коры. Из них западный (см. рис. 1,2) в пределах Грузинской глыбы обусловил сокращение вдвое мощности мио-плиоценовых отложений. По данным М.И.Иоселиани с соавторами (1989), к этому разлому в пределах Аджаро-Триалети приурочены необнажающиеся на поверхности магматические тела. Варцихский разлом, являющийся восточным ограничением Варцихского поднятия в пределах Грузинской глыбы, хорошо фиксируется на космических снимках в ранге глубинного разлома. Возможно, он имеет и правосдвиговую составляющую.

Еще один разлом субмеридионального простирания намечается по линии Озургети-Амхели, который, помимо данных сейсмических профилей Анаклиа-Зестафони и Сабажо-Симо-

нети, подтверждается и анализом геологических материалов. В частности, в пределах Аджаро-Триалетской зоны ему соответствует меридиональный взбросо-сдвиг, по которому верхнемеловые и среднеэоценовые отложения Гурийского хребта контактируют с отложениями миоплиоценового возраста. Вертикальная амплитуда этого взбросо-сдвига более 3000 м. Восточнее с.Сакулия до Дзирульского массива (по профилю Самтредиа-Зестафони) юрские отложения отсутствуют. Западнее Самтредиа фундамент по сейсмическим данным погружен на глубину 8 км (Иоселиани и др., 1989). В окр. с.Леса (Ланчхутский район) глубинными скважинами (№2, 21) вскрыт мощный комплекс сарматских и постсарматских отложений. Здесь с севера на юг верхнемеловые отложения постепенно выклиниваются и на альбско-сеноманские вулканогенные отложения непосредственно налегают нижнесарматские песчаники и конгломераты. Подошва альбско-сеноманской вулканогенной толщи, по данным скв. №1, отбивается на глубине 3450 м. Отмеченный участок по сейсмическим данным расположен в пределах Рионско-Супсинского прогиба (Терехов, 1979) или же Палиастомского грабена (Басениян и др., 1981). Рионско-Супсинский прогиб является наиболее погруженной частью Колхидской депрессии, где поверхность фундамента с востока на запад по профилям КМПВ и МОВ погружается до 6-8 км. С юга отмеченный прогиб ограничивается Гурийской депрессией, глубинная структура которой обусловлена существованием разломов как широтного, так и меридионального и диагонального простираний. На востоке депрессии (восточнее г. Чохатаури) фундамент приподнят, и абсолютная глубина его залегания составляет 3-4 км. Южнее этой полосы фундамент значительно приподнят по сравнению с его северной частью. Таким образом, отмеченная Кобулето-Зекарская полоса по всем геологическим и геофизическим признакам представляет собой зону разлома, которая фиксируется и на карте изоглубин поверхности верхней мантии, составленной М.А.Иоселиани с соавторами (1989). По юго-восточному борту Гурийской депрессии намечается диагональный (северо-восточного простирания) разлом. Разлом аргументируется как гравиметрическим, так и сейсмическими исследованиями.

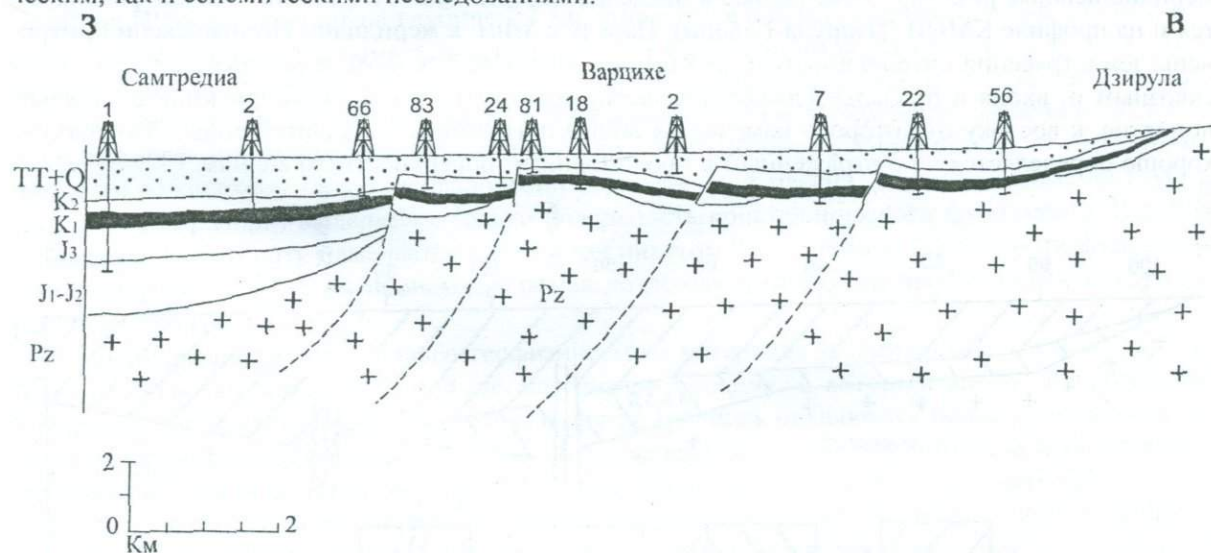


Рис. 2. Широтный геологический профиль (Самтредиа-Дзирула) по данным бурения

Сейсмические или сейсмогеологические разрезы, составленные и интерпретированные М.С.Иоселиани и др. (1989) по различным профилям для Колхидской впадины (Сухуми-Батуми, Чаладиди-Джгали, Диди Кухи-Зестафони, Вани-Бесинаури, Дзирульский массив – Анаклия) приводят к выводу о приуроченности граничных скоростей $U_{г}=5,8 - 6,0$ км/сек. к поверхности кристаллического фундамента. Для Колхидской впадины в основном не выявляется закономерность, выведенная для большинства участков Куринской впадины, где поверхность с $U_{г}=6,0 - 6,2$ и даже $6,7$ км/сек. приурочена к вулканогенной средней юре. Это различие связано, вероятно, с тем, что в Колхидской впадине довольно интенсивно проявлялись процессы континентального рифтогенеза - в поздней юре и позднем мелу (к образованиям последнего относятся породы свиты мтавари). Этот процесс приводил к разуплотнению, раздроблению и, в связи с этим, к уменьшению плотности и скорости в нижезалегающих образованиях вулканогенной средней юры (байос), в результате чего породы доюрского фундамента оказались обладателями

большой плотности и скорости, что приводит к тому, что граничные скорости, принимаемые за породы фундамента, в этом случае отвечают именно этим породам. Одишский блок, являющийся структурно наиболее чётко выраженной единицей, в целом охватывает Мегрельскую синклиналь. В поздне меловое время она испытала изменение тектонического плана с образованием субмеридионального Центрально- Мегрельского прогиба с накоплением отложений мощи. до 500м. К западу и северу от прогиба намечаются меридионально вытянутые узкие поднятия, в которых верхнемеловые отложения вовсе не отлагались. Вместе с тем, накопление вулканической свиты мтавари указывает на активизацию процесса континентального рифтогенеза, с более или менее меридиональным простираем этой структуры. В палеоцено-эоценовое время меридиональный ее прогиб намечается западнее (одишская депрессия), где и накапливаются осадки мощностью более 1000м. По расчетам, кристаллический фундамент находится на глубине 7000м.

Сейсмогеологический разрез по профилю Дзирульский массив- с. Глдани (рис.3) дает общее представление о строении осадочного чехла и морфологии кристаллического фундамента в пределах Картлийской депрессии. Здесь строение фундамента блоковое. Выделяются три блока - западный, центральный и восточный (Иоселиани и др., 1989). Наибольшие углы падения поверхности фундамента (около 20°) отмечены на восточном склоне Дзирульского поднятия. Резкое погружение продолжается на расстоянии 16-18 км. Вслед за этим наблюдается почти горизонтальное залегание поверхности фундамента, и в районе р.Лиахви он находится на глубине 3,2-3,4 км. Восточнее с. Карели поверхность фундамента резко погружается и западнее меридиана с. Игоети находится на глубине 5,5-6,0 км. Здесь намечается меридиональный Игоетский разлом, восточнее которого фундамент опущен до глубины 6,5-7 км. В окр. с.Мухрани он наблюдается на глубине 5-5,5 км; вновь намечается разлом, после которого поверхность фундамента постепенно воздымается, и в районе с.Глдани расположен на глубине 4 км. Эти меридиональные разломы, намечаемые в пределах Картлийской депрессии, хорошо фиксируются и на профиле КМПВ (Дзирула-Глдани). Наряду с этим, к меридиану Игоети-Каспи приурочены землетрясения интенсивностью до 5 баллов. Игоетский разлом, вероятнее всего, является сквозным и, входя в пределы Аджаро-Триалети, ограничивает с востока срединное блоковое поднятие, к востоку от которого намечается общее погружение складчатой зоны. Этот разлом хорошо определяется и по отраженным и преломленным поверхностным волнам.

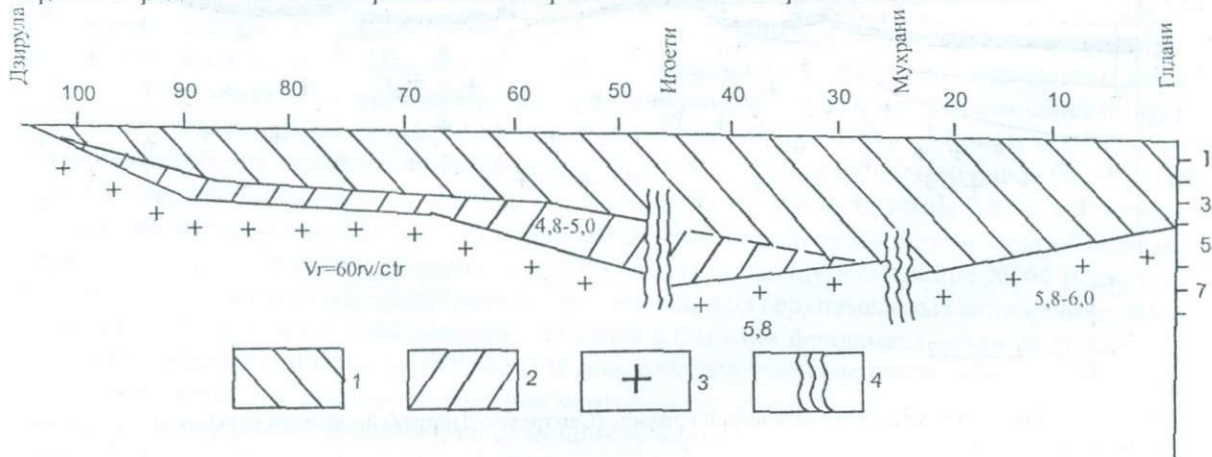


Рис.3. Сейсмогеологический разрез по профилю Дзирульский массив-Глдани
1-третичные отложения; 2-мезозойские отложения; 3-поверхность кристаллического фундамента; 4-разломы (Иоселиани и др., 1989)

По сейсмическим данным мощность мезозойских отложений Тирифонской долины увеличивается с запада на восток от 0 на Дзирульском массиве до 2,5 км западнее с.Игоети. Однако наличие мезозойских отложений в центральном блоке (между с.Игоети и с.Мухрани) сомнительно. Во всяком случае, сейсмическими данными их присутствие здесь не подтверждается. Отсутствуют они и в восточном блоке (восточнее с.Мухрани) (Иоселиани и др., 1989). Давно дискутируется вопрос о существовании субмеридионального разлома вдоль меридионального течения р.Куры около Тбилиси, учитывая последнее землетрясение 2002 года и другие косвенные геолого-геофизические данные (Гамкрелидзе Н., 1976). Вполне допустимо существование разлома сбросо-сдвигового характера с наклоном плоскости сместителя на восток.

По данным сейсмических материалов К.Твалтвадзе, М.Иоселиани, С.Бугианишвили, Т.Онопришвили, поверхность фундамента в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны, между долинами Куры и Иори, погружается в сторону с.Сартичала. Наиболее погруженная часть этой поверхности (до 10-11 км) приходится на район Азамбургского поднятия. Здесь же устанавливается диагональный Хашми-Чатминский разлом (П.Гамкрелидзе, 1949), с которым связан гравитационный градиент с интенсивностью до 5-6 мЛг/км. Зона этого разлома насыщена субмеридиональными разрывами надвигового и взбросо-сдвигового характера. Отмеченный разлом фиксируется также на КФС в ранге глубинного разлома.

Тектоническая схема, составленная по геофизическим данным (Сепашвили, 1978) показывает, что на территории Гаре Кахети поверхность доюрского фундамента образует широкую, раскрытую к востоку впадину. С севера впадина ограничена зоной крупных разломов общекавказского простираения. В полосе Гомбори-Качрети-Дедоплисцкаро отмечаются сгущения эпицентров землетрясения.

По характеру строения впадины выделяются две части. Западная отличается сложным рельефом с формами, вытянутыми преимущественно в меридиональном направлении. Это грабен-синклиналь, осложненная разломами того же простираения.

К востоку рельеф доюрского фундамента сглаживается и образует пологие формы, вытянутые в широтном направлении; в этой части впадины отмечаются три кулисообразно расположенных углубления, представляющих собой следы миграции зон максимального прогибания (Сепашвили, 1978). Мульды этих прогибов расположены на отметке 13 км и описаны изогипсой "12", указывая на воздымания. Так что отмеченные кулисы, возможно, могут быть ступенями в рельефе фундамента, погружающегося с запада на восток.

Как показывают сейсмические исследования, глубина поверхности кристаллического фундамента меняется от 5,6 км (Диди Лило) до 12 км (Квемо Кеди). По данным сейсмического профиля Лагодехи-Кавлар в полосе Лагодехи-Хирса поверхность меняется следующим образом: под ПВ1 она залегает на глубине 2,8 км, к югу имея вначале горизонтальное положение, а далее незначительно воздымается и под пикетом 10,0 находится на глубине 2,6 км. С этого пункта поверхность фундамента незначительно погружается и в районе р. Алазани (ПК 21,0) залегает на глубине 3,5 км, а в районе с.Хирса около 4,5 км поверхность раздела относится к кристаллическому фундаменту (Иоселиани и др., 1989). Южнее с.Хирса намечается разлом, над которым расположен Дедоплисцкаройский верхнеюрский массив. Южнее разлома на глубине 11-12 км (до р.Иори) выделяется только поверхность кристаллического фундамента. В районе р.Иори по фундаменту намечается разлом под пикетом 78,0, глубина поверхности фундамента которого 9 км; далее на юг происходит резкое воздымание, и в конце профиля она находится на глубине 7 км (см. рис.3).

По мере накопления нового геофизического материала (сейсмического, гравиметрического, магнитометрического), а также материалов бурения, с которым можно коррелировать выделенные сейсмические, плотностные и другие границы, появляются новые возможности для стратификации этих выделенных границ. В то же время оказывается, что одна и та же стратиграфическая граница может часто иметь разные скоростные и плотностные показатели.

В пределах грузинской части Куринской впадины остается еще одна зона, где необходимо определить, к каким отложениям приурочена поверхность с граничной скоростью, соответствующей поверхности кристаллического фундамента. Это Карталинская впадина, расположенная к востоку от Дзирульского массива. На структурно-тектонической карте поверхности кристаллического фундамента Грузии масштаба 1:500 000, составленной М.С.Иоселиани, район расположения скважины Шиндиси, отмеченный к северу от г.Гори, находится на карте на строизогиipse 3-3,5 км, т.е. в районе скважины Шиндиси доюрский фундамент предполагается на глубине 3 км. Однако это противоречит геологическим данным, согласно которым скважина Шиндиси вскрыла образования байоса (от 2726 м до 3022 м). Туфогенные и песчаниково-аргиллитовые породы соответствуют верхней части байоса, а лавовые андезитово-базальтовые породы этого яруса, вероятно, расположены примерно на глубине 3500 м, т.е. там, где, по М.С.Иоселиани, находится поверхность кристаллического фундамента. Однако по региональным представлениям мощность байоса значительно выше, чем 800 м. Так, Д.Ю.Папава в районе скважины Шиндиси проводит изобахиту 2000 и для байосского века. В силу сказанного, в Карталинской впадине там, где отмечается поверхность фундамента, в действительности находится поверх-

ность лавовых образований байоса, физические параметры которых, как мы убедились, во многих случаях аналогичны таковым доюрского кристаллического фундамента.

Большой интерес представляют данные бурения теллурических скважин № 3 площади Ахалсопели и № 1 площади Агара. Так, скв. № 1, пробуренная до глубины 2700 м, не вышла из образований неокома, а скважина № 3 площади Ахалсопели при забое 3500 м находится в вулканогенах альба. Скважина № 1 Агара, находящаяся к северу от скв. № 3 Ахалсопели, дважды прошла карбонатный верхний мел и вулканогенный альб. Здесь, по всей вероятности, происходит надвигание Аджаро-Триалети на Грузинскую глыбу, так как альбские вулканогены скважины Агара № 1 типичны для синхронных отложений альба Аджаро-Триалети. В то же время эоценовые отложения этой скважины типичны для Грузинской глыбы. На структурно-тектонической карте М.С.Иоселиани в районе скважины Агара №1 фундамент находится на глубине 3-3,5 км.

Модель блоковой структуры

Блок-диаграмма поверхности фундамента в пределах Колхидской впадины показывает (рис. 4) пространственное простираие и характер инверсионной природы региона, указывающие на проявление альпийских и позднеальпийских фаз тектогенеза.

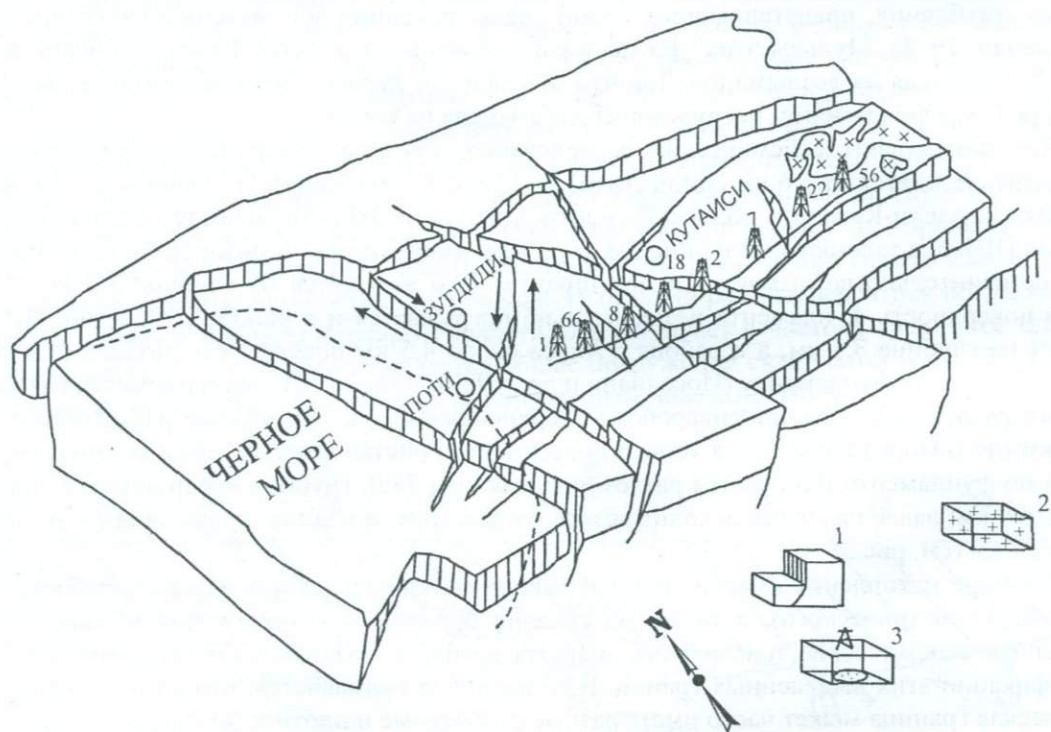


Рис.4. Блок-диаграмма поверхности кристаллического фундамента Западной Грузии
1-разломы; 2-поверхностный выход фундамента; 3-скважины (схема по вертикали вне масштаба)

Одишский блок, расположенный примерно в центральной части впадины с западной и восточной сторон ограничен разломами сбросо-сдвигового характера, над которыми в осадочном чехле развиты надразломные, кулисообразно расположенные складки, указывающие на правосдвиговую составляющую Цаишского и левосдвиговую природу Потийско-Абедатского разломов. В целом кинематика Одишского блока указывает на его сдвигание в юго-западном направлении. Блок слегка наклонен в восточной части по отношению к Асхскому и Окрибскому блокам (Башелеишвили, 1987; Gamkrelidze et al., 1998). С юга он ограничен Абашским блоком - одним из наиболее погруженных структур Колхидской впадины (особенно в ее западной части).

Анализ фактического материала, данные геофизики и геологии по Внутрикавказской межгорной впадине позволяют сделать следующие выводы: Грузинская глыба (обломок Закавказского срединного массива, микроплиты, террейн) с доюрским кристаллическим субстратом (Дзиркульским массивом), обнажающимся в ее центральной части, разделяется на западную и вос-

точную зоны погружения, которые в свою очередь распадаются на отдельные блоки, ограниченные разломами фундамента, обуславливая ее мозаично-блоковое строение. От центральной зоны поднятия Грузинской глыбы к востоку и западу намечается постепенное, "ступенчатое" погружение и наклон блоков кристаллического субстрата. Аналогичные структуры известны в литературе как т.н. tilt блоки (Favre, Chermete, 1989; Boillot et al., 1986; Nemet, 2000) (рис. 5) Они довольно четко фиксируются на профилях КМПВ, ГСЗ и МОВ и др. В некоторых случаях поперечные поднятия кристаллического фундамента фиксируются данными бурения (см. рис. 2). К ряду поперечных разломов приурочены землетрясения, механизм которых характеризуется напряжениями растяжения и, следовательно, могут иметь сбросовый характер с наклоном плоскостей срыва в сторону центров максимального растяжения (Bashelishvili, 1993, 1999) (см. рис. 5).

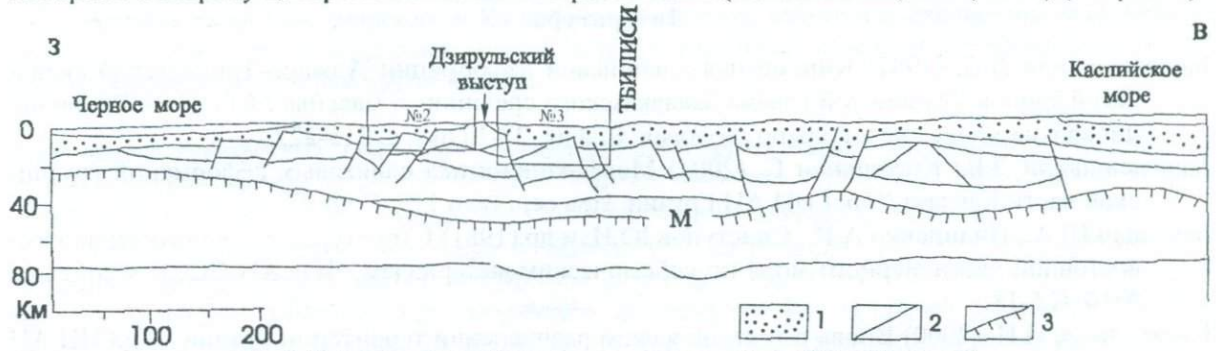


Рис.5. Интерпретация сейсмогеологического профиля (Варна-Ташкент)
1-осадочный покров; 2-разломы и кристаллический субстрат; 3- поверхность МОХО

Судя по гравитационному моделированию, выполненному с использованием данных ГСЗ в пределах Крымско-Кавказского региона, литосфера на отдельных участках геотранверса Варна-Ташкент (Дзирульский массив, Саатлинский выступ) подразделяется на 8 слоев, а в пределах бассейнов Черного и Каспийского морей в строении литосферы число слоев сокращается до 4-5 (Юсупходжаев и др., 1986). В результате моделирования устанавливается, что граница МОХО в пределах этого профиля обозначается локальным подъемом под Центрально-Черноморской, Агджабединской и Южнокаспийской областями и сравнительным погружением под Дзирульский и Саатлинский выступы (рис.6).

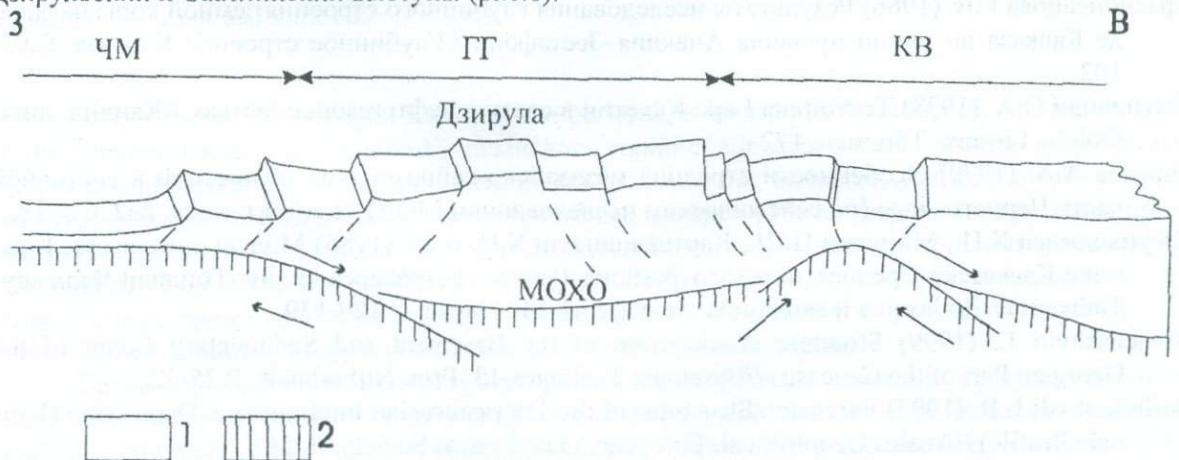


Рис.6. Принципиальная схема тектоники растяжения земной коры внутрикавказской межгорной впадины по широтному профилю (вне масштаба)

1-консолидированная кора; 2-верхняя мантия; ЧМ- Черное море. ГГ- Грузинская глыба. КВ-Куринская межгорная впадина

В связи с этим, небезосновательным кажется рассмотрение и применение модели утончения и денудации континентальной коры (см. рис.6), которая объясняет отсутствие "гранитного" слоя на поверхности утонченной земной коры, а также движение раздробленных блоков земной коры, носящих характер растяжения (Wernick, Burchfiel, 1982).

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что в современной структуре доальпийской консолидированной коры Закавказского срединного массива намечается два плана структурной симметрии. Первый (по широтному профилю) характеризуется существованием структур растяжения, в основном в виде ступенчато-наклонных tilt блоков, в дальнейшем трансфор-

мирующихся в листрические сбросы (Bashelishvili, 1993). Образование последних, видимо, связано с подъемом разогретого мантийного материала, на некоторых участках широтного профиля, не достигшего полного разрыва коры, но вызвавшего ощутимое утонение, раздробление и растаскивание консолидированной коры. Второй (меридиональный) характеризуется тангенциальным субмеридиональным сжатием региона, вызванным продвижением Аравийского выступа на север с образованием Транскавказского поперечного поднятия и других коллизионных структур общекавказского простирания, а также с выраженным эффектом латерального выдавливания масс в западном и восточном направлениях, преимущественно на позднеорогенной (коллизионной) стадии развития региона.

Литература

- Башелеишвили Л.В. (1987) Кинематика альпийской деформации Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы Закавказского срединного массива //Сб. докл. Вторая национальная молодежная школа по геологии. София. 27-30 окт. С.215-222.
- Башелеишвили Л.В., Кулошвили С. (2004) Морфокинематика сдвиговых деформаций грузинской части Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С.90-97.
- Басенция Ш.А., Пилипенко А.И., Свистунов Ю.И. и др.(1981) Структура осадочного чехла юго-восточной части Черного моря по сейсмическим материалам //Изв.АН СССР. Сер. геол. №10. С.5-18.
- Гамкрелидзе И.П. (2000) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр.ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С.204-208.
- Гамкрелидзе И.П. (1984) Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа /Тр. ГИН АН СССР. Нов.сер. Вып. 86. С.105-184.
- Гамкрелидзе И.П. (1976) К вопросу разделения высокоскоростных переломленных сейсмических волн, принадлежащих различным литолого-стратиграфическим горизонтам в притбилисском районе //Геофизические исследования /Тр. Института геофизики АН СССР. Т.38. С.226-235.
- Забродин В.Ю. (1982) Системный анализ дизъюнктивов. М.: Недра. С.198.
- Иоселиани М.С., Чичинадзе Ш.М. и др. (1989) Строение литосферы территории Грузии по сейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба. С. 148.
- Краснопевцова Г.В. (1966) Результаты исследования глубинного строения земной коры на западе Кавказа по линии профиля Анаклия–Зестафони //Глубинное строение Кавказа. С.97-102.
- Сепашвили О.А. (1978) Тектоника Гаре-Кахетии в связи с нефтегазоносностью. //Кандид. дисс. Фонды Грузии. Тбилиси. 172 с.
- Терехов А.А. (1979) Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по сейсмическим исследованиям МОБ) //Геотектоника. №2. С.5-18.
- Юсупходжаев Х.Н., Миндели П.Ш., Картвелишвили К.Н. и др. (1986) Модель литосферы Крымско-Кавказско-Среднеазиатского региона (вдоль геотраверса Варна-Тбилиси-Чарджу-Ташкент) //Динамика и эволюция литосферы. М.: Наука. С.129-139.
- Bashelishvili L. (1999) Structure Associations of the Basement and Sedimentary Cover of the Georgian Part of the Caucasus //Basement Tectonics-13. Prin. Nitherlands. P.25-32.
- Bashelishvili L.B. (1993) Extension Structures of the Transcaucasian Intermontane Depression (Latitude Profile) //Anales Geophysical. European. Geophysical Society. P. 56.
- Boillot G., Req M. at al. (1986) Amincissement de la croute continentale at denudation tectonique du mateausuperieur sous les marges stables //Bul.Elf-Aquitanie. Vol.10.N1. P.95-104.
- Favre J., Chermete J. (1989) Deformation of Tilted blocks, Consequences on Block Geometry and Extension Measurements //Bul. Soc. Geol. France (8).V.№3. P.461-476.
- Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobzhanidze G., Shengelaia G. (1998). Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia //Bull. of the Georgian Acad. of Sci. 157. №1. P. 80-88.
- Nemet E. (2000) Models of extensional tectonics Oberseminar.Vortrag. 27p
- Wernicke B., Burchfiel M. (1982) Modes of extensional tectonic //J. Struct. geol. 4/2. P.105-115.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

С.И.Кулошвили, Г.М.Майсурадзе

Неотектонический этап развития территории Грузии. С.И.Кулошвили, Г.М.Майсурадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

В статье рассматриваются вопросы геологического развития территории Грузии на неотектоническом этапе ее эволюции. Заново рассмотрены вопросы развития пликативных и разрывных структур, обусловленных новейшими фазами складчатости; развития морских и континентальных молассовых и вулканогенных толщ Черноморского и Каспийского бассейнов; развития и становления современного рельефа; денудационные и террасовые уровни; скорости и характера новейших и современных тектонических движений и некоторые другие вопросы.

საქართველოს ტერიტორიის განვითარების ნეოტექტონიკური ეტაპი. ს.ყულოშვილი, გ.მაისურაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

სტატიაში განხილულია საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური განვითარების საკითხები მისი ევოლუციის ნეოტექტონიკურ ეტაპზე. ახლებურათაა განხილული ისეთი საკითხები როგორცაა – უახლესი დანაოჭების ფაზებით განპირობებული პლიკატური და რღვევითი სტრუქტურების განვითარება; შავი და კასპიის ზღვათა აუზების ზღვიური და კონტინენტური მოლასების და ვულკანოგენური ნალექების განვითარება; თანამედროვე რელიეფის ევოლუცია; დენუდაციური და ტერასული დონეები; უახლესი და თანამედროვე ტექტონიკური მოძრაობების სიჩქარეები და ხასიათი და ზოგიერთი სხვა საკითხები.

Neotectonic Stage of the Evolution of the Territory of Georgia. S.Kulishvili, G.Maisuradze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

The paper considers some problems of geological evolution of the territory of Georgia during the neotectonic stage. On the basis of newly obtained material in the last two decades, the authors revised such questions as the evolution of tectonic structures (both plicative and disjunctive) formed by latest orogenic phases, development and distribution of molasse and volcanogenic sequences of the Black and Caspian basins, emergence of the present-day relief, formation of denudational and terrace surfaces, rates and character of neotectonic and recent tectonic movements, and some other problems.

В геологической истории Кавказского региона, в частности Грузии, так же как и в некоторых других частях Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса, важная роль принадлежит заключительному этапу неотектонического развития, начавшемуся на Кавказе с миоцена. Этот этап характеризуется проявлением общей инверсии геотектонического режима, преобладанием вертикальных движений над горизонтальными, разрастанием по площади обширных зон поднятий на месте морских бассейнов Большого и Малого Кавказа, формированием передовых и межгорных прогибов на месте раннеальпийских краевых и срединных массивов и их заполнением мощными терригенными молассовыми образованиями.

Первое образование высокогорного рельефа в пределах территории Грузии относится к позднесарматскому времени, о чем свидетельствует первое появление в большом количестве грубообломочных, в том числе конгломератовых, образований в составе коррелятивных образований (нацхорская и эльдарская свиты верхнего сармата Карталинской депрессии и Среднекуринского прогиба). Следует отметить, что относительное содержание конгломератов и гравелитов в составе указанных свит обнаруживает явную тенденцию увеличения в северном направлении, в сторону Большого Кавказа (Кавкасиони), указывая на положение основного источника грубообломочного материала в это время.

Относительная роль конгломератов еще больше возрастает в мио-плиоценовых (меотиспонт) отложениях, что указывает на усиливающиеся воздымания в области Большого и Малого Кавказа. Отложения этого возраста, выделяемые в Карталинской депрессии под названием душетской свиты, представлены мощными пачками (10-50м) плохо отсортированных и хорошо сцементированных конгломератов, разделенных прослоями грубозернистых песчаников и пестроцветных глин. Мощность свиты до 2000 м. Согласно Д.А.Булеишвили, миоплиоценовые

отложения в Кахетии, где они известны под названием ширакской свиты, содержат меньше грубообломочных пород, будучи представлены в основном глинисто-песчанистыми континентально-лагунными образованиями. Конгломераты в основном развиты в полосе, прилегающей к южному склону Большого Кавказа (Кавкасиони). Здесь верхняя часть ширакской свиты мощн. 800-900 м представлена чередованием мощных пачек конгломератов, песчаников и глин.

Следует отметить, что особенности литологического состава отложений верхнего миоцена и мио-плиоцена, а также условия их залегания свидетельствуют об их значительно более далеком распространении в сторону осевой части Кавкасиони, чем это наблюдается в настоящее время. Это в свою очередь указывает на то, что горное сооружение Кавкасиони было в то время значительно уже, чем это имеет место сейчас. В то же время высота Кавкасиони в мио-плиоценовое время, по-видимому, примерно соответствовала современной, так как грубообломочный материал душетской и ширакской свит по своей морфологии и гранулометрии весьма сходен с материалом современных предгорных равнин. Таким образом, имеются веские основания полагать, что рельеф центральной части Кавкасиони к началу плиоценового времени был высокогорным.

Что касается Аджара-Триалетского хребта (Малый Кавказ) и Эрушетского нагорья (Южно-Грузинское вулканическое нагорье), то к концу миоцена здесь существовали низкоронные субширотные структурные хребты (высота примерно 400-600 м), возвышающиеся над дном Ахалцихской котловины, о чем свидетельствуют геолого-литологические, палеоботанические и геоморфологические данные (Узнадзе, 1951; Майсурадзе, 1970).

В пределах Южно-Грузинского нагорья (ЮГН) начало неотектонического этапа совпадает с резкой вспышкой вулканической активности и накоплением мощной толщи вулканогенно-осадочной годердзской свиты. Тот факт, что эта территория представляет собой вулканическое нагорье, покрытое мощными лавовыми излияниями и пирокластикой, образовавшимися в течение новейшего этапа, вызывает определенные трудности для изучения особенностей развития и характера движений земной коры. Аккумуляция пирокластического материала и лавовых покровов общей мощностью более 1000 м вызвала инверсию рельефа и погребение под собой структурного рельефа Малокавказских гор, в связи с чем становится затруднительной определение такого важного показателя неотектонического развития территории, как суммарная вертикальная амплитуда новейших движений, поскольку остается неясным характер и абсолютная высота рельефа, существовавшего перед началом неотектонического этапа.

Однако данные бурения и вертикального электрического зондирования, проведенные в пределах нагорья в 60-х годах прошлого века (Джигури и др., 1968) показали, что мощность молодых вулканогенных толщ и, в частности, годердзской свиты, варьирует в достаточно широких пределах – от 500-600 м до 1200 м. Эти данные говорят о том, что накопление годердзской свиты происходило не в условиях выровненного рельефа, а, скорее всего, в условиях среднегорной, расчлененной эрозией страны. За длительный период ее континентального развития (с олигоцен по средний миоцен включительно) в условиях относительного тектонического покоя здесь был выработан довольно расчлененный рельеф с перепадами высот до 600-800 м. Субтропическая флора Годердзского перевала и флора умеренного климата Кисатибского месторождения диатомита (Узнадзе, 1951) также свидетельствуют в пользу значительной вертикальной зональности в мио-плиоцене, которая могла существовать только в условиях сильно расчлененного рельефа.

Неотектонический этап совпадает по времени с проявлением на Кавказе сильнейшей аттической фазы тектогенеза. Эти движения в регионе были, по-видимому, обусловлены резким увеличением скорости сближения Аравийской и Восточно-Европейской литосферных плит (Вардапетян, 1979; Зоненшайн и др., 1987) и очередной эпохой активизации расширения Красноморского рифта, которое, по данным В.Г.Казьмина (1974), произошло 10-12 млн. лет назад. Аттическая фаза явилась одной из главнейших фаз тектогенеза на Кавказе (Дотдугев, 1975; Цагарели и др., 1984), в результате которой было сформировано большинство таких складчатых структур, как в горных областях, так и в межгорных и передовых прогибах, а также образовался ряд разрывов, главным образом поперечных к простиранию основных Кавказских структур.

Прогрессирующие поднятия Кавкасиони и Аджара-Триалетского хребта в течение мейотического времени привели к тому, что регрессия морских бассейнов, начавшаяся еще в позднем сармате, достигла своего максимума к началу среднего плиоцена, в результате чего море полностью покинуло территорию Восточной Грузии, а на территории Западной Грузии

морские условия сохранились лишь в виде ограниченного по площади залива понтического и кимерийского бассейнов.

О геологическом и неотектоническом развитии Кавказа в среднеплиоценовое время мы располагаем, как говорит Е.Е.Милановский (1968), более скудными данными, чем о предшествующих и последующих эпохах его истории, что в первую очередь связано с незначительным распространением осадков этого возраста.

Новое усиление тектонических движений отмечается в самом начале среднего плиоцена. Это усиление связано с проявлением роданской или восточнокавказской фазы складчатости, широко проявившейся на всем Кавказе. На южном склоне Кавкасиони эта фаза фиксируется в Гудаутской зоне Абхазии и в пределах Местийско-Тианетской флишевой зоны. По данным П.Д.Гамкрелидзе и И.П.Гамкрелидзе (1977), с роданской фазой тектогенеза связано окончательное формирование покровной структуры южного склона Кавкасиони.

Восточнокавказский (роданский) тектогенез широко проявился также в пределах Закавказской межгорной депрессии. В частности, в результате этой фазы были сформированы складчатые структуры в молласовых толщах краевых частей Рионского прогиба и Карталинского и Ширакского участков Куринского прогиба.

В результате восточнокавказской складчатости в Южной Грузии была дислоцирована вулканогенная толща годердзской свиты миоплиоценового возраста. В ущ. р.Мтквари эти отложения собраны в несколько широких и пологих складок ЗЮЗ-ВЗВ простираения.

В позднеплиоценовое время, в акчагыльском веке (3,5-1,8 млн.лет) неотектоническое развитие территории Грузии происходило на общем фоне глобальных климатических изменений и неотектонических подвижек. Значительным событием этого времени была обширная акчагыльская трансгрессия Каспийского моря, далеко проникшая на запад в глубь суши. Воды акчагыльского моря залили всю межгорную депрессию Восточной Грузии, достигнув меридиана г.Тбилиси.

Акчагыльские отложения залегают на подстилающих их отложениях трансгрессивно и обычно с заметным угловым несогласием, являющимся результатом проявления восточно-кавказской фазы складчатости. В Гаре-Кахети акчагыльские отложения трансгрессивно перекрывают образования от ширакской свиты до олигоцена. Мощность отложений от 200 до 800-900 м.

В северном направлении, в сторону Цив-Гомборского (Кахетинского) хребта и Алазанской депрессии морские акчагыльские отложения замещаются континентальными образованиями, основную массу которых составляют конгломераты, литологически сходные с залегающими выше отложениями апшеронского яруса, относящиеся уже к эоплейстоцену. Эта мощная конгломератовая свита (1400-1600 м) известна под названием алазанской серии. Ввиду ее литологической схожести с апшеронскими (эоплейстоцен) конгломератами, границу между ними провести невозможно.

В Западной Грузии позднему плиоцену соответствует куяльницкий ярус. Размеры куяльницкого бассейна в позднем плиоцене несколько уменьшились по сравнению со среднеплиоценовым (кимерийский век). Отложения куяльницкого яруса, представленные в Колхиде в основном глинистыми отложениями с прослоями песчаников мощи. до 100 м, повсюду согласно залегают на подстилающих (кимерийских) образованиях, в свою очередь с угловым несогласием перекрывающихся гурийскими отложениями (эоплейстоцен).

В Грузии к эоплейстоцену относятся гурийские (на западе) и апшеронские (на востоке) морские отложения и их континентальные аналоги, представленные аллювиальными, пролювиально-делювиальными и вулканогенными образованиями.

Морские гурийские отложения изучены в басс. р.Натанеби и северном склоне Гурийского хребта. С подстилающими отложениями они связаны постепенным переходом посредством пачки, сложенной песчаниками и глинами, т.н. мерийскими слоями (Китовани,1976).

Континентальные аналоги морского эоплейстоцена в Западной Грузии представлены аллювиальными образованиями, фрагментарно сохранившимися в предгорной полосе Рионской депрессии на высоких террасах крупных рек. Здесь в эоплейстоцене выделяются 3 уровня – XI, XII и XIII террасы с относительной высотой соответственно 180-200 м, 230-240 м и 250-260 м. Аллювиальные валунно-галечниковые отложения перекрываются мощным слоем коры выветривания –красноцветным глиноземом.

Континентальные отложения апшеронского яруса широко развиты в Восточной Грузии. Как по литологическому составу, так и по мощности апшеронские отложения отличаются край-

ней изменчивостью; их мощность колеблется от нескольких сотен метров до 1,5 км и более. В Южной Кахетии они развиты в полосе синклиналиных прогибов, где они вместе с подстилающими акчагыльскими отложениями несогласно налегают на отложения ширакской свиты, миоцена и олигоцена. Здесь они представлены песчано-глинистыми отложениями с прослоями конгломератов, причем в южной полосе среди галек преобладают обломки изверженных и осадочных пород Малого Кавказа. На Цив-Гомборском хребте к апшерону относится верхняя часть (около 1 км) алазанской серии, представленная валунно-галечниковыми породами с прослоями суглинков.

В верхнем течении р.Мтквари четко выделяются три эрозионно-аккумулятивные террасы - XI, XII и XIII с относительной высотой соответственно 280-300 м, 350-440 м и 550-600 м (Майсурадзе, 1970, 1990).

На ЮГН к апшеронскому ярусу относится верхняя часть толщи долеритовых базальтов ахалкалакской свиты, занимающей обширные пространства Ахалкалакского, Гомаретского, Цалкинского и Дманисского плато. Помимо покровов долеритовых базальтов отмечаются также потоки андезито-базальтов, чередующихся местами с озерными песчано-глинистыми отложениями. Лавы имеют нормальную (N) и отчасти аномальную (NR) магнитную полярность, которая коррелируется с нормально-полярным эпизодом Олдувай в обратно намагниченной эпохе Матуяма. В районе с.Кумурдо (западная окраина Ахалкалакского плато) самые верхние покровы долеритов перекрыты прямонамагниченными андезитовыми лавами, возраст которых 1,1-1,2 млн.лет, что, по-видимому, можно принять за верхний возрастной предел ахалкалакской свиты (Майсурадзе и др.,1980).

В эоплейстоцене в Карталинскую межгорную депрессию воды апшеронской трансгрессии Каспийского бассейна не проникали, и эта область хотя и оставалась областью относительных погружений, испытывала незначительные поднятия, располагаясь уже выше уровня эоплейстоценового моря. По мнению Е.Е.Милановского (1968), в этом сказывалась продолжающаяся активизация разрастания зоны Транскавказского поперечного поднятия, на восточном крыле которого расположена Карталинская депрессия. Не менее заметно ощущается разрастание этой поперечной зоны поднятия к западу, о чем свидетельствует продолжающееся в позднем плиоцене и эоплейстоцене отступление береговой линии морских бассейнов в западном направлении.

Что касается Алазанской впадины, то ее формирование было связано с вовлечением краевой зоны Кавкасиони в интенсивное опускание, начавшееся еще в начале позднего плиоцена. Это погружение продолжалось и в эоплейстоцене.

На хребте Кавкасиони в эоплейстоцене продолжается рост горного сооружения в ширину, причем главное значение приобретают блоково-глыбовые перемещения по многочисленным поперечным, продольным и диагональным разрывам (Растворова, 1973; Дотдугев, 1975), которые сопровождалась вспышками вулканической деятельности.

Заключительная плейстоценовая фаза развития Кавказа охватывает промежуток времени от 0,75-0,78 млн.лет до настоящего времени. Хотя, как отмечает Е.Е.Милановский (1968), различия в характере тектонических движений, палеогеографии и климатических условий между эоплейстоценом и плейстоценом в общем не особенно значительны, тем не менее отмечается ряд изменений каждого из этих критериев, произошедших в плейстоцене по сравнению с эоплейстоценом и поздним плиоценом.

В плейстоцене складчатые сооружения Кавкасиони и Аджара-Триалети, равно как и зона Транскавказского поперечного поднятия, продолжают дифференцированно воздыматься и расширяться даже с несколько большей скоростью чем в эоплейстоцене, что, скорее всего, связано с проявлением валахской (преднижнеплейстоценовой) и калинской (предсреднеплейстоценовой) фаз тектогенеза. Об интенсивности проявления этих фаз свидетельствует значительная дислоцированность верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых образований во многих пунктах (межгорные депрессии Западной и Восточной Грузии, ЮГН). Вдоль ряда речных долин, в особенности в горной области, наблюдаются продольные изгибы речных террас.

В Западной Грузии вдоль морского побережья формируются плейстоценовые морские аккумулятивные и цокольные террасы. По разным авторам их количество насчитывает от 6-ти до 8-ми. Максимальная высота этих уровней 120-140 м. В предгорной полосе Колхиды количество и высоты плейстоценовых речных террас увеличиваются. В долинах рр.Псоу, Бзыби, Ингури, Риони, Кодори, Цхенисцкали и др. выделяют от 5 до 9 террас. Несмотря на существование для этих рек общего базиса эрозии (Черное море), во многих ущельях фиксируется раз-

ное количество террасовых уровней, разные отметки высот, выпадение отдельных террас даже в параллельных долинах. Причинами этого главным образом являются эрозионно-денудационные процессы и дифференцированные тектонические движения ограниченных разломами блоков. Общее количество террас, включая самые низкие – пойменные, достигает 13. Все они хорошо коррелируются с климатохронами в стратиграфической схеме антропогена Черноморского бассейна (Майсурадзе, 1990).

Таким образом, амплитуда восходящих тектонических движений в предгорной и прибрежной полосе Колхиды в антропогене (четвертичный период) составила около 300 м. В центральной части Колхиды (Рионская впадина) буровыми скважинами Грузнефти было установлено, что здесь в стратиграфической последовательности (снизу вверх) представлены все горизонты четвертичных морских отложений – от гурийских до новочерноморских (голоцен). Общая мощность отложений 450-500 м. В восточном направлении мощность этой толщи значительно уменьшается и на меридиане г.Самтредиа замещается гравийно-галечниковым горизонтом в пойменно-русловой фации (Лалиев, 1957; Церетели, 1966; Китовани, 1976).

Плейстоценовые отложения Восточной Грузии (Каспийский бассейн) представлены прибрежно-морскими и флювиально-терригенными осадками. Прибрежно-морские отложения, относимые к бакинскому веку (нижний плейстоцен), развиты в пределах нижнего течения рр. Храми и Алгети, в зоне интенсивного погружения (Марнеульско-Гардабанская аккумулятивная равнина). Дифференцированные тектонические движения привели к интенсивному погружению межгорных прогибов. На непрерывность процесса погружения субстрата в плейстоцене указывает мощность терригенно-флювиальных отложений Марнеульской равнины (130-160 м), которые подстилаются зоплейстоценовыми долеритовыми лавами Машаверского потока.

В предгорной зоне кахетинской части Кавкасиони широким распространением пользуются континентальные аналоги нижнеплейстоценовых (бакинских) отложений, согласно продолжающих алазанскую серию. В нижнем плейстоцене их накопление продолжалось в области Алазанской депрессии, в то время как зона Кахетинского хребта испытывает резкое поднятие, в процессе воздымания которого чехол грубообломочных моласс был в значительной мере размыт. Амплитуда раннеплейстоценового и последующего поднятия хребта, с учетом мощности размытого слоя, по-видимому, достигает 2000-2500 м.

В долинах рек бассейна Мтквари, на общем фоне прерывистых тектонических движений, сформировались от 6 до 10 циклических цокольных террас плейстоценового возраста. Максимальное количество террасовых уровней насчитывается в зонах интенсивного поднятия морфоструктур Аджара-Триалети. В среднем течении р.Мтквари (Карталинская депрессия) их количество уменьшается, а в районе г.Тбилиси не превышает шести. Самые высокие – VI – Махатская (240-260 м) и V – Лоткисгора (160-170 м) террасы Л.А.Варданянц (1948) и Д.В.Церетели (1966) считали бакинской, коррелируя их с бакинскими морскими террасами Каспия горы Караджа (р-н Мингечаура).

Небезынтересно отметить, что в районе сс. Хертвиси-Рустави (верховья р.Мтквари) X (280-300 м) и VIII (180-200 м) цокольные террасы р.Мтквари с аллювиальным чехлом (мощн. 3-5 м) забронированы молодыми долеритовыми лавами вулкана Хертвиси (средневековый замок Хертвиси возведен на даике, застывшей в выводном канале вулкана у слияния рр.Мтквари и Паравани). IX (220-240 м) терраса на данном участке уничтожена эрозионными процессами (Майсурадзе, 1981).

На ЮГН в плейстоцене вулканическая активность была связана с тектоническими движениями валахской и калинской орофаз. Трансзональные и межзональные глубинные разломы контролировали излияния средних и кислых лав. Появились центральные полигенные вулканы – Шавнабада, Тавкветила, Мухера и др. В центральном сегменте Кавкасиони тектонические подвижки спровоцировали пароксизм вулканизма, в результате которого сформировалось Кельское вулканическое нагорье с многочисленными центральными и экструзивными вулканами. Активной зоной вулканизма стал Казбекский район, где также появились молодые вулканические сооружения.

Новейшие и современные движения. Изучение новейших и современных движений земной коры имеет как научное, так и большое прикладное значение. Теоретический интерес этих исследований определяется их местом в рамках изучения кинематики и динамики земной коры в региональном и глобальном масштабе. Прикладной же характер изучения новейших и современных тектонических движений становится особенно важным в последние десятилетия, буду-

чи направленными на решение конкретных проблем – установление положения и потенциала сейсмоактивных разломов и зон, изучение деформации горных пород и их влияние на строительство, целенаправленное проведение горных работ и поисков полезных ископаемых и др.

Территория Грузии, как и всего Кавказа в целом, характеризуется резкой структурно-морфологической неоднородностью, выражающейся в развитии разномасштабных гетерогенных морфоструктурных элементов, отражающих сложную динамику экзогенных и эндогенных процессов. По характеру проявления новейших тектонических движений в пределах территории Грузии могут быть выделены следующие крупные зоны:

1. Области интенсивных поднятий, соответствующие в современной морфоструктуре горно-складчатым сооружениям Кавкасиони и Аджара-Триалетской системы, и, в несколько меньшей мере, Южно-Грузинскому вулканическому нагорью.
2. Области преимущественных прогибаний (абсолютных и относительных), соответствующие в современной морфоструктуре межгорным депрессиям.
3. Области, в пределах которых знак движений менялся в течение новейшего периода.

Для количественной оценки новейших тектонических движений очень важен вопрос о положении и возрасте поверхностей выравнивания. Эрозионно-денудационные поверхности имеют первостепенное значение при изучении процессов формирования, развития и планиции горного рельефа, выявления характера тектонических движений, их амплитуд и скоростей. На Кавкасиони и Аджара-Триалетском хребте фрагменты поверхностей выравнивания являются одним из характернейших элементов их современного рельефа, будучи широко развиты на всех гипсометрических уровнях от предгорий до осевых частей горных хребтов.

Несмотря на более чем полувековую историю изучения поверхностей выравнивания, многие вопросы, касающиеся количества, возраста и генезиса еще далеки от окончательного решения. Особенно большой разброс мнений существует относительно возраста поверхностей выравнивания, причем все разнообразие взглядов и мнений можно свести к двум основным точкам зрения.

Согласно первой из них, на Кавказе выделяется ряд разновозрастных уровней, расположенных от периферии горных сооружений к их осевым частям, причем возраст этих поверхностей удревняется по мере движения от периферических зон к гребням хребтов и возрастания их абсолютных высот. Самым высоким поверхностям, развитым в осевой зоне горных сооружений, приписывается миоценовый возраст. По данным Д.А.Либлиенберга (1962), на восточном Кавкасиони выделяется не менее семи разновозрастных поверхностей выравнивания, причем возраст наиболее древней из них – Шахдагской (3800-4200м абс.выс.) определяется как позднемиоценовый, а наиболее молодой, Кабыстанской (300-500 м), - как нижне-среднечетвертичный.

Согласно другой точке зрения, разновысотные останцы поверхностей выравнивания представляют собой единую обширную поверхность планиции (пенеплен), впоследствии взломанную и поднятую по разломам на различную высоту. Возраст этой поверхности, а следовательно и большинства сохранившихся в современном рельефе фрагментов поверхностей выравнивания многими исследователями определяется как позднеплиоценовый (Кузнецов, 1937; Варданянц, 1948; Цагарели, 1972; Дотдугев, 1975; Цагарели, Кулошвили, 1984 и др.). Что же касается более древних поверхностей, то, согласно А.Л.Цагарели (1972), очень редко встречаются останцы нижнеплиоценового пенеплена, и еще реже, проблематичные останцы верхнемиоценовой поверхности. Следует отметить, что Е.Е.Милановский и В.Е. Хаин, которые стоят на позициях разновозрастности кавказских поверхностей выравнивания, приходят к выводу, что в грузинской части южного склона Кавкасиони доверхнеплиоценовые поверхности выравнивания были уничтожены в результате более интенсивного воздымания этой части хребта по сравнению с его северо-западным и юго-восточным секторами. Согласно этим исследователям, верхнеплиоценовая поверхность могла сохраниться только на Главном хребте и в виде уровня высочайших вершин (Милановский, Хаин, 1963).

Несмотря на дискуссионность данного вопроса, большинство исследователей-геоморфологов считают, что пенеплены образуются на месте древних горных сооружений в периоды тектонического спокойствия, на фоне стабильности базиса эрозии (нисходящее развитие), тогда как эрозионно-денудационные поверхности свойственны молодым горным областям, испытывающим восходящее развитие. В этом отношении классическим является Аджара-Триалетский хребет, на склонах северной и южной экспозиции которого четко выделяются 4 уровня (Цховребашвили, 1962, 2002; Майсурадзе, 1970,1975). По нашим данным, на южном склоне выделя-

ются уровни на абсолютных высотах I – 1750-1800 м; II – 1950-2100 м; III – 2300-2500 м и IV – 2700-2850 м. Последние два срезают гребневую зону Месхетского хребта. Самая высокая (IV) поверхность сохранилась в районе г. Меписцкаро (2850 м). В структурном отношении она совпадает с высоко приподнятой осью веерообразной Сацхенисской антиклинали и является типичной структурно-эрозионно-денудационной поверхностью.

Анализируя историю геологического развития Аджара-Триалетской складчатой зоны мы считаем, что самую высокую эрозионно-денудационную поверхность можно датировать миоценом. Это согласуется и с возрастом расположенной ниже денудационной поверхности (II уровень), которая "бронирована" нижнеплиоценовыми андезитово-дацитовыми лавами (годердзская свита).

Анализ характера деформации денудационных поверхностей обнаруживает ярко выраженные черты сводово-блокового воздымания Кавкасиони и, в несколько меньшей степени, Аджара-Триалетского хребта, что выражается в развитии ряда структурно-морфологических ступеней, последовательно воздымающихся к осевым частям горных сооружений. По существу каждая структурно-формационная зона Кавкасиони и Аджара-Триалети представляет собой более или менее четко выраженную морфологическую ступень в современном рельефе, ограниченную от смежных ступеней разломами. Каждая ступень (блок), характеризующаяся сходными чертами геологического строения, испытывает почти однородные по характеру и амплитудам новейшие деформации.

Большой интерес представляет территория, ограничивающая осевую зону Кавкасиони с юга – Гагра-Джавская зона на западе и Казбекско-Лагодехская зона на востоке.

Геоморфологически Гагра-Джавская ступень вместе с расположенным в ее северной части Сванетским поднятием нами изучены детально в басс. р. Ингури. Особенно четко в современной структуре выделяется Сванетское поднятие (антиклинорий), состоящие из двух частных поднятий – Верхнесванетского и Нижнесванетского, разделенных крупной отрицательной морфоструктурой – Дабиери-Чвиберской синклиналию. В пределах Верхнесванетского поднятия воздымание с конца позднего плиоцена составило не менее 3,5-4 км, а за весь неотектонический этап – до 4,5-5 км. Интенсивные поднятия продолжаются и в настоящее время; по некоторым данным, воздымание за верхний плейстоцен-голоцен (т.е. за последние 120-130 тыс. лет) составило около 400 м, что соответствует скорости вертикальных движений 3,3 мм/год.

Поднятия в пределах самой Гагра-Джавской зоны за новейший этап нами оцениваются в 4-4,5 км в ее северной части, уменьшаясь до 2,5-3 км в южной; с конца позднего плиоцена амплитуда поднятий составила соответственно 3-3,5 км на севере и 1,5-2 км на юге. В Восточной Грузии к югу от зоны Главного хребта расположена Казбекско-Лагодехская зона сланцев и песчаников нижней и средней юры. Зона геоморфологически представляет собой хорошо выраженную в рельефе ступень, испытавшую воздымание до 3 км с конца позднего плиоцена и до 7-8 км за весь новейший этап. А.Л.Цагарели (1972) показал конэрозионный характер ограничивающих эту ступень глубинных разломов, свидетельствующих о том, что движения по ним проходили на фоне формирования современного тектоно-эрозионного рельефа.

Сложная история новейших движений характеризует наиболее южную структурную единицу Кавкасиони в Восточной Грузии – Жинвальско-Гомборскую подзону, включающую Кахетинский хребет. Территория последнего в позднем плиоцене вместе с Алазанской впадиной была вовлечена в интенсивное погружение. В четвертичное время режим опускания сохранился лишь в пределах впадины, тогда как в области Кахетинского хребта он сменился столь же интенсивным воздыманием, достигающим 2-2,5 км.

Изучение новейших движений земной коры в области ЮГН имеет свои специфические трудности. Прежде всего нелегко точно оценить суммарную вертикальную амплитуду новейших движений, поскольку остается неизвестной абсолютная высота земной поверхности перед началом неотектонического этапа. С другой стороны, изучение неотектонических движений и образованных ими структур значительно облегчается хорошей сохранностью морфоструктур, выраженных в современном рельефе.

Формирование складчатой структуры пирокластической толщи годердзской свиты (миоплиоцен), залегающей в основании неотектонического комплекса нагорья было завершено к позднему плиоцену. В ущ. р. Мтквари наблюдается несогласное залегание на дислоцированных туфах и туфобрекчиях верхнего миоцена субгоризонтальных покровов дацитовых лав нижнего плиоцена и базальтов ахалкалакской свиты верхнего плиоцена. Таким образом, структуры

годердзской свиты образовались в аттическую (предплиоценовую) фазу складчатости. Тогда же должны были образоваться субмеридиональные вулканические Самсарский и Джавахетский (Кечутский) хребты, связанные с глубинными разломами, определяющими современный структурный план ЮГН.

Деформации в покровных базальтах ахалкалакской свиты являются результатом проявления валахской (предплейстоценовой) фазы складчатости, а возможно и более поздних, плейстоценовых фаз. Эти деформации носят характер типичных приразломных структур, обязанных своему возникновению подвижкам по разломам в подлавовом субстрате. Морфологически эти деформации выражены пологими, асимметричными хребтами и грядами с относительной высотой до 300 м (Дзоценидзе, Кулошвили, 1973, 1978).

Южно-Грузинское нагорье в течение всего новейшего этапа испытало в целом умеренное поднятие. Максимальные амплитуды новейших вертикальных движений отмечаются в области Кечутского хребта (около 2500 м) и на Самсарском хребте и Эрүшетском нагорье – до 2000 м (при этом надо учесть фактор аккумуляции пирокластического материала мощностью в среднем до 1000 м). В качестве областей относительного опускания выделяются Ахалкалакское плато и Параванская котловина, хотя обе эти морфоструктуры характеризуются также абсолютными поднятиями – Параванская котловина – до 1000 м, а Ахалкалакское плато – 500 м. Промежуточные значения новейших поднятий отмечаются в области Гектапинского (Муравальского) хребта, служащего границей Грузии с Турцией и Арменией – около 1500 м.

Величина опусканий в прогибах (Рионская и Куринская межгорные депрессии) определяется в соответствии с мощностями отложений, накопившихся в течение неотектонического этапа и установленными по многочисленным буровым скважинам и геофизическим данным. Наибольшие опускания в Рионском прогибе отмечаются в районе г.Поти, где они с начала новейшего этапа составляют более 3 км. В восточном направлении амплитуды опусканий постепенно затухают и в р-не г.Кутаиси опускания сменяются поднятиями. Дзирульский массив, оставаясь областью относительных опусканий, испытал за новейший этап значительные абсолютные воздымания (до 1500 м). В области самого Рионского прогиба скорости погружений составляют 2-4 мм/год, достигая максимума у г.Поти, где они составляют 6,2 мм/год (Джикия, 1966).

В крайне западной части Куринского межгорного прогиба, в Карталинской депрессии, амплитуда новейших опусканий несколько более 2 км. До начала плейстоценового времени максимальные погружения приурочиваются к осевой части этой депрессии (Тирифоно-Мухранский прогиб), а позже ось погружения сместилась к югу, к северному борту Триалетского хребта, куда была оттеснена долина р.Мтквари (Милановский, 1968). Картина современных движений в пределах межгорного прогиба такова – в своей крайне западной части (Тирифоно-Мухранский прогиб) его осевая часть прогибается со скоростью до 1,5 мм/год, в то время как его северный борт испытывает поднятие в 2-4 мм/год. Среднекуринский прогиб испытывает слабые прогибания до 2 мм/год.

Аджара-Триалетский хребет испытывает умеренные воздымания (2-4 мм/год), значительно уступающие по интенсивности поднятиям в области Кавкасион. На фоне общего воздымания Аджара-Триалети отмечаются локальные зоны погружений, связанные с наложенной диагональной Аджарисцкальской (до -1,5 мм/год) и унаследованной Ахалцихской (-5, -7 мм/год) впадинами. Градиенты вертикальных движений вдоль меридионального Арсианского хребта составляют 0,3-0,7 мм/год на 1 км (Лилиенберг, Ширинов, 1977).

В последние десятилетия в практику геодезических и геолого-геоморфологических исследований во все большем масштабе начинают внедряться методы глобального космического ориентирования (система GPS), позволяющие с большей точностью (до долей миллиметра) определять абсолютные высоты и координаты точек на земной поверхности, что в свою очередь, дает возможность определения амплитуд и скоростей горизонтальных перемещений блоков земной коры. Таким образом, была уточнена скорость сближения Аравийской и Евразийской литосферных плит, которая оказалась равной 28,1 мм/год (De Mets et al., 1990). Исследования Reilinger и соавторов (1996) с использованием методов GPS показали, что южная часть Закавказья (р-он г.Еревана) движется в северном направлении относительно Евразии со скоростью 10 мм/год. Эти измерения свидетельствуют, что большая часть относительного сближения Аравийской и Евразийской плит (17 мм/год) реализуется к югу от Южного Кавказа, в восточной Анатолии, за счет развития, главным образом, правосторонних сдвиговых деформаций.

На Кавказе отмеченное сокращение земной коры в 10 мм/год, по-видимому, реализуется дальнейшим сжатием компрессионных структур и главным образом путем поддвига южных блоков земной коры под северные (процесс иногда называемый "континентальной субдукцией"). Так станции GPS, расположенные в районе Рачинского землетрясения 1991 года, в пунктах Хотевы и Сачхере движутся на СВ и С со скоростью 2,9 и 4,2 мм/год, соответственно. Таким образом, подтверждается предположение, полученное по геологическим данным (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977; Gamkrelidze, Kuloshvili, 1998; Caputo et al., 2000) о северном движении и поддвига Грузинской глыбы под складчатое сооружение Кавкасиони. В то же время станция GPS Крестовый перевал, расположенная к северу от Главного надвига Кавкасиони, не обнаруживает заметных смещений относительно Евразийской плиты. Это свидетельствует о том, что геодинамическая и геологическая границы в настоящее время не совпадают, и часть Кавкасиони, расположенная к северу от Главного надвига, геодинамически составляет единое целое с Евразийской плитой.

Литература

- Булеишвили Д.А. (1937) Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. М.-Л.: Госгеолтехиздат. 184 с.
- Варданацц Л.А. (1948) Постплиоценовая история Кавказско-Черноморского-Каспийской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР. 144 с.
- Вардапетян А.Н. (1979) Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона //Океанология Т.ХІХ. № 6. С.1066-1075.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977) Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 81 с.
- Джиганури Д.Г., Махниашвили У.В., Торозов Р.И., Церетели Дж.Д. (1968) Геологическое описание Джавахетского нагорья – южная часть Абул-Самсарского хребта. Фонды ГГУ. Тбилиси. 374 с.
- Джикия В.М. (1966) Результаты изучения современных движений на побережье Черного моря (Колхидская низменность) по данным повторных нивелировок //Глубинное строение Кавказа. М.: Наука. С.88-91.
- Дзоценидзе Н.М., Кулошвили С.И. (1973) Новые данные об ахалкалакской свите //Сообщ.АН ГССР. Т.71. № 1. С.141-144.
- Дзоценидзе Н.М., Кулошвили С.И. (1978) Некоторые вопросы геологического строения Южно-Грузинского вулканического нагорья //Проблемы геологии Грузии /Тр.ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 59. Тбилиси: Мецниереба. С.258-264.
- Дотдуг С.И. (1975) Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси: Мецниереба. 48 с.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рикун Л.-Э., Книппер А.Л., Ле Пишон К., Сборщиков И.М., Гранджаке С., Печерский Д.М., Жеисан Ж., Лепариер С., Савостин Л.А., Сорохтин О.Г., Булен Ж., Сибуге Ж.-К., Баженов М.Л., Вестфаль М.В., Лауер Ж.П., Бижуге-Дюваль Б. (1987) Эволюция Тетис //История океана Тетис. С.104-115.
- Ильин С.И. (1931) Нефтяные месторождения Гурии //Азер. нефт. хоз. №11-12. Баку. С.112-120.
- Китовани Т.Г. (1976) Геохронологическое значение плиоценовых и раннеплейстоценовых Cardidae Западной Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело. Вып. 206. 154 с.
- Казьмин В.Г. (1974) О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов) //Геотектоника. № 6. С.3-14.
- Кузнецов С.С. (1937) Аджара-Триалетская складчатая система. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 184 с.
- Налиев А.Г. (1957) К вопросу тектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности //Тр.ГИН АН ГССР. Т.Х(XV). Тбилиси. С.99-127.
- Лилиенберг Д.А. (1962) Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: Изд-во АН СССР. 244 с.
- Лилиенберг Д.А., Ширинов Н.Ш. (1977) Современные тектонические движения //Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука. С.45-59.
- Майсурадзе Г.М. (1970) Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцихской котловины. Автореф. кандидат. дисс. ИГ АН Грузии. Тбилиси. 28 с.

- Майсурадзе Г.М. (1975) Денудационные поверхности в бассейне верхней Куры //Очерки по физической географии Кавказа. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С.82-99.
- Майсурадзе Г.М. (1981) К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии //Бюлл. КИЧП. № 51. С.74-84.
- Майсурадзе Г.М. (1990) Антропоген Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.101. Тбилиси: Мецниереба. 51 с.
- Милановский Е.Е. (1968) Новейшая история Кавказа. М.: Недра. 483 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. (1963) Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ.356 с.
- Растворова В.А. (1973) Формирование рельефа гор (на примере горной Осетии). М.:Наука. 144 с.
- Узнадзе М.Д. (1951) Кисатибская ископаемая флора //Тр.Ин-та геол. и минерал. АН ГССР. Тбилиси. С.299-305.
- Цагарели А.Л. (1972) Конэрозионные разломы и четвертичная история Кавказа. XXIV сессия МГК. Четвертичная геология. М.: Наука. С.102-109
- Цагарели А.Л., Кулошвили С.И. (1984) Неотектоника Грузии. Тектоника и металогения Кавказа. Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.86. Тбилиси: Мецниереба. С. 185-265.
- Церетели Д.В. (1966) Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 583 с.
- Цховребашвили Ш.А. (1962) К вопросу о денудационных поверхностях на северном склоне Аджаро-Имеретинского хребта //Изв. АН ГССР. Т.ХХІХ. №1. С.53-58 (на груз.яз.).
- Цховребашвили Ш.А. (2002) К вопросу о генезисе и количестве поверхностей выравнивания горных регионов (на примере Аджара-Триалетии). Геоморфология Кавказа, новые идеи и подходы. Тбилиси. С.68-71.
- Caputo M., Gamkrelidze I., Malvezzi V., Sgrigna V., Shengelaia G., Zilpimiani D. (2000) Geoestructural basis and geophysical investigations for the seismic hazard assessment and prediction in the Caucasus //In Nuovo Cimento. Vol.23. №2. P.191-215
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D. F., Stein S. (1990) Current plate motions //Geophys. Journ. Intern. 101. P. 425-478.
- Gamkrelidze I., Kuloshvili S. (1998) Stress Vector Orientations and Movement of the Earth's Crust of the Territory of Georgia on the Neotectonic Stage //Bull. of the Georgian Acad. of Sci. Vol.158. №2. P.283-287.
- Reilinger R., McClusky S., Souter B. (1997) Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning sistem measurements //Geophys. Res.Lett. 24. P.1815-1818.

SOME ISSUES OF NEOTECTONICS OF THE JAVAKHETI VOLCANIC HIGHLAND (CENTRAL SOUTH GEORGIA).

N.Sadradze, N.Tsereteli, O.Varazanashvili, A.Gvencadze.

Some issues of neotectonics of the Javakheti volcanic highland (Central South Georgia). N.Sadradze¹, N.Tsereteli², O.Varazanashvili², A.Gvencadze². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (ninosadradze@gmail.com); ²Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law M.Nodia Institute of Geophysics, M.Aleksidze 1/1, 0193 Tbilisi (nino_ts@ig.acnet.ge).

There is specified the age of intensively folded acid volcanites spread within the limits of Eastern periphery of Javakheti highland (to the west of the village Kamarlo). They are the analogues of the Upper Miocene-Lower Pliocene Goderdzi suite. Folding of these lavas is indicative of the tectonic activity of the region at the Late Neogene stage of its development. Especially, "Kamarlo" lavas are intensively folded in contact with Middle Eocene rocks. The folds are of fault-propagation type. The contact is tectonic and it verifies to the activity of the Dmanisi fault. The version that folding of these lavas is flow-induced has been rejected. Seismological and seismotectonic investigations show that the Javakheti and Dmanisi faults belong to the sub-vertical right-lateral strike-slip faults. Investigations of distribution of depth by magnitude ($M \geq 4$) have shown that earthquake depths mostly change from 8 to 15 km. The orientations of maximum horizontal stress are North-South that reflects the orientation of acting regional compression.

ჯავახეთის ვულკანური ზეგნის (ცენტრალური სამხრეთი საქართველო) ნეოტექტონიკის ზოგი საკითხი. ნ.სადრადზე¹, ნ.წერეთელი², ო.ვარაზაშვილი², ა.გვენცაძე². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (ninosadradze@gmail.com); ²საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი მ.ნოდია გეოფიზიკის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/1, 0193 თბილისი (nino_ts@ig.acnet.ge).

დაზუსტდა ჯავახეთის ქედის აღმოსავლური ფერდის ფარგლებში (სოფ. კამარლოს დასავლეთით) გავრცელებული, ინტენსიურად დანაოჭებული მუყავე ვულკანიტების ასაკი. ის ზედა მიოცენურ-ქვედა პლიოცენური გოდერძის წყების ანალოგია. ამ ლავების დანაოჭება განვითარების გვიან ნეოგენურ ეტაპზე რეგიონის ტექტონიკურ აქტივობაზე მიუთითებს. განსაკუთრებით დაწვრილნაოჭებულია კამარლოს ლავები შუაეოცენურ ქანებთან კონტაქტში. ნაოჭები მიეკუთვნება რღვევით განვითარებულ ნაოჭთა ტიპს. კონტაქტი ტექტონიკურია და ე.წ. დმანისის სეისმოაქტიურ რღვევას უკავშირდება. უარყოფილია ინტერპრეტაცია ამ ლავების დანაოჭების დინებით ბუნების შესახებ. სეისმოლოგიურმა და სეისმოტექტონიკურმა კვლევებმა აჩვენა, რომ ჯავახეთისა და დმანისის რღვევები თავიანთი მექანიზმით მიეკუთვნება მარჯვენა ნაწევს. მიწისძვრების სიღრმეების განაწილების შესწავლამ მაგნიტუდების ($M \geq 4$) მიხედვით გვიჩვენა, რომ ძირითადად მიწისძვრის სიღრმეები იცვლება 8 დან 15 კმ მდე. ჰორიზონტულად მოქმედი მაქსიმალური დაძაბულობის ძირითადად მიმართულება ჩრდილოურ-სამხრეთულია, რაც განპირობებულია ამავე მიმართულებით მოქმედი რეგიონალური კუმშვით დაძაბულობით.

Некоторые вопросы неотектоники Джавахетского вулканического нагорья (Центральная Южная Грузия). Н.Г.Садрадзе¹, Н.С.Церетели², О.Ш.Варазанашивили², А.В.Гвенцадзе². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (ninosadradze@gmail.com); ²Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права М.Нодиа геофизический институт, М.Алексидзе1/1, 0193 Тбилиси (nino_ts@ig.acnet.ge).

Уточнен возраст складчатых кислых вулканитов в пределах восточного склона Джавахетского нагорья, аналога верхнемиоцен-нижнеплиоценовой Годердзской свиты. Складчатость этих лав указывает на тектоническую активность региона на неогенном этапе развития. Особенно Складчатые лавы "Камарло" в контакте с среднеэоценовыми породами. Складки относятся к типу "приразломных"; контакт тектонический и связан с т.н. Дманисским сеismoактивным разломом. Не подтверждается точка зрения о их природе как складчатости течения. Сейсмологические и сеймотектонические исследования показали что разломы восточной части Джавахетского нагорья (Джавახети и Дманиси) по механизму являются правосторонними сдвигами. Исследование распределения глубин землетрясений с магнитудой $M \geq 4$ показало, что глубина очага главным образом изменяется от 8 до 15 км. Ориентация максимального горизонтального напряжения является север-южным, которая отражает ориентацию действующего регионального сжатия.

Geological background

Tectonics and geological evolution of Georgia and the Caucasus, or Black Sea–Caspian Sea region as a whole, are largely determined by its position between the still converging Eurasian and Africa-Arabian lithosphere plates, within the wide zone of a continent-continent collision and deformations. Problems of the Late Proterozoic-Phanerozoic development of this area have been considered and discussed during the past decades in a great number of publications. According to some authors region in the Late Proterozoic, Paleozoic, Mesozoic and Early Cenozoic belonged to the now-vanished Tethys Ocean and its northern (Eurasian) and southern (Gondwanian/Africa-Arabian) margins (Adamia et al., 2008).

Starting from the Late Miocene (~9-7 Ma ago) and as far as the end of the Pleistocene, in the central part of the region, simultaneously with formation of molasse troughs and accumulation of coarse molasse there occur volcanic eruptions in subaerial conditions. Volcanic highlands and plateaus are formed in Javakheti (South Georgia) and the Greater Caucasus.

The two main stages of volcanic activities are distinct: 1. the Late Miocene-Early Pliocene and 2. the Pliocene-Quaternary. Lavas predominate volcanoclastics, especially during the second phase of eruptions. According to their mineral-chemical composition the rocks of the both stages are attributed to calc-alkaline and sub-alkaline series [Lordkipanidze et al., 1989; Tutberidze, 2004]. Data on absolute age demonstrate that the first stage of eruption happened ~12-6 Ma, while the second – ~3,5-0,03 Ma ago (Rubinstein et al., 1972; Aslanian et al., 1984; Maisuradze et al., 1980; Camps et al., 1986; Ferring et al., 1996).

Neogene-Quaternary volcanic activity

Javakheti volcanic plateau belongs to the Javakheti zone of the Artvin-Bolnisi Block; it is one of seismically most active regions in the Caucasus. The plateau is covered by thick complex of lava flows and pyroclastolites of the Neogene-Quaternary continental andesite-dacitic, andesite-basaltic and basaltic (doleritic) composition (Skhirtladze, 1958; Geology of the USSR, vol. 10, 1964; Maisuradze, Kuloshvili, 1999).

Javakheti volcanic plateau is a northern termination of Central Anatolia and Armenia volcanic plateau. It is a contemporary illustration of the zone of continental collision, where the subduction volcanic activity continued until the end of the Eocene, i.e. up to the closure of the Tethys oceanic basin. In the Oligocene after the calm, non-volcanic period, the volcanogenic activity recommenced in the Late Miocene-Pliocene and Quaternary periods. Syn- and postcollision evolution (Oligocene-Neogene-Quaternary) of the Alpine cycle covers a wide spectrum of problems. These problems imply the inversion of the topography and transition from oceanic paleogeographic environments into the inner structure of the continent, development of fold-thrust structures and mountain systems, replacement of the subduction submarine volcanism by the post-collision continental volcanism, transformation of the ocean-suboceanic crust into the continental one, etc. (Adamia et al., 2004).

Based on the isotopic geochronology of the dacitic lavas of Javakheti plateau, there have been distinguished 3 discrete stages of young volcanism: 8-7 million, 4-2 million and 800-50 thousand years ago (Lebedev et al., 2004).

The question of origin and age of acid volcanites spread within the limits of Javakheti highland and its eastern parts is a subject of dispute. Some scientists consider them as Upper Pliocene (D.Jigauri), and the others consider them to be the analog of the Goderdzi suite (Skhirtladze, 1958; Adamia et al., 1961; Tutberidze, 2004), though a definite part of the researchers unite them into the Upper Pliocene-Quaternary Akhalkalaki suite (Gamkrelidze, 1958; Lebedev et al., 2004). To specify it more precisely we have carried out field observations (2007-2008) on the eastern slope of Javakheti ridge, particularly northwest of Dmanisi, near the village of Kamarlo. There under the unfolded Upper Pliocene-Quaternary dolerites (1) occur a wide exposure of a rather thick unit (2) of folded andesite-dacitic lava flows (Fig.1).

In the lavas there are distinguished compositional differences: lamella sheet andesidacites and hyalodacites. The lava flow is up to hundreds of meters in thickness.

Andesidacites are mainly of dark grey colour, only in the base of lava flows, in brecciated areas they have a reddish coloring (hot contacts). They are foliated - texturally stratified. The rock is characterized by a porphyric structure, its groundmass is hyalopilitic. Porphyric segregations are represented by zonal andesine, augite and rarely quartz.

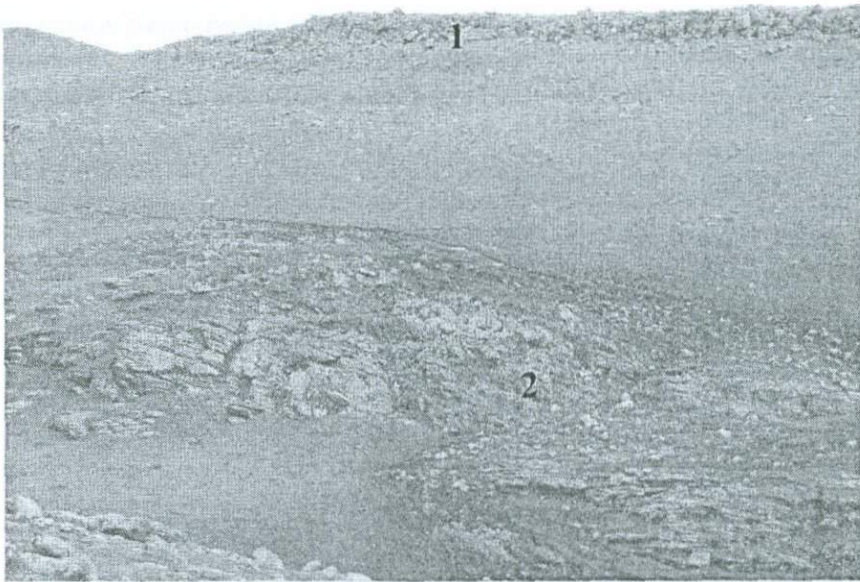


Fig.1. Unconformable bedding of the Akhalkalaki suite Pliocene-Quaternary dolerites (1) overlying the folded andesidacitic lavas (2) near the village Kamarlo, Javakheti, Dmanisi district.
GPS coordinates: x-8425417; y-4579897; h-1511 m.

Hyalodacites are rocks of black colour, they are characterized by a shell-like splinter and greasy lustre. One can observe quartz crystals. This rock has a porphyric structure. Its groundmass is of fluid texture. The porphyric separations consist of intact andesine, monoclinic and orthorhombic pyroxenes and quartz. Ore minerals are also observed. By chemical analysis these rocks refer to calc-alkaline series.



Fig. 2. Folded andesites and andesidacites near the village Kamarlo, Javakheti, Dmanisi District.
GPS coordinates: x- 8426186, y-4580228, h-1458 m.

The brecciated base of lava flows having various texture and composition confirms that this unit consists of several lava flows; each brecciated surface is a base for a new lava portion. These lavas have features of regional folding; they are intensely folded in the environs of village Kamarlo (Fig. 2) that enables to consider them as synchronous to the Goderdzi suite (Fig. 3) and to reject the version that folding of these lavas is flow-induced (Gamkrelidze, 1959; Adamia et al., 1961).

The Kamarlo lavas are most intensively folded in the contact with Middle Eocene rocks. One can assume that it is a tectonic contact concerned with the so-called Dmanisi seismically active fault and is of fault-propagation type. Folding of the Goderdzi suite took place prior to generation of the Upper Pliocene Akhalkalaki suite, presumably in the Middle Pliocene, ~2.5 million years ago. As to the folding of

Kamarlo lavas, this process may be considerably younger (Pleistocene?).

The Goderdzi suite is widespread in South Georgia, within the limits of Javakheti highland. The rocks are folded. On the territory of Arsiani ridge and in the Akhaltsikhe depression several anticlinal

folds are distinguished; their wings dip at an angle of 25-35° and similar folds also are observed more to the east (Skhirtladze, 1951; Geology of the USSR, vol.10, 1961).

Two exposures of rocks similar to the Kamarlo lavas are known more to the north as well, near the village Quariani and Busis Tsikhe (Busukala) (see Fig. 3). They occur as erosive forms (Fig. 4). Some scientists consider the Busis Tsikhe (Busukala) exposure anyway to be a remnant of ancient volcanic center (Maisuradze G., Jigauri D.).

The Busis Tsikhe (Busukala) volcano is built of acid volcanic clastolites and they are covered with a lava flow of andesibasaltic composition.

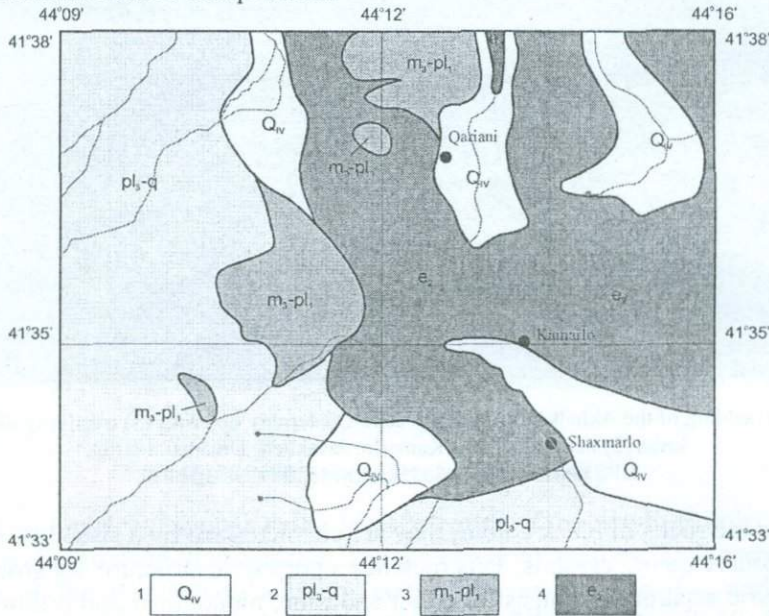


Fig. 3. Geological map of the eastern slope of the Javakheti ridge at a scale of 1:50 000 according to D.Jigauri, with our revisions. 1. Upper Quaternary; 2. Upper Pliocene-Middle Quaternary; 3. Upper Miocene-Lower Pliocene; 4. Middle Eocene.



Fig. 4. Erosive hills of Busis Tsikhe (Busukala) (to the right) and Quariani (to the left) built of andesidacitic lavas and volcaniclastolites. Javakheti, at the boundary of Dmanisi and Gomareti volcanic plateaus. GPS coordinates: x- 8426186, y-4580228, h-1458 m.

Cylindrical morphology of the volcano has to be a result of erosive washout. By age, they belong to a part of the Goderdzi suite (Skhirtladze, 1958; Adamia et al., 1961). The volcano is built mainly of ash, well observed in the quarry located at the foot of the northwest slope. These rocks unconformably overly the Middle Eocene volcanic sediments. Alternation of 3-10 cm thick volcanic

sand layers is vividly established. The horizontal layers consist of alternating dark andesitic rock fragments and whitish-yellow anisotropic volcanic mass. Upwards a volcanic scoria of reddish colour replaces them and it is overlapped with the volcanic flow of andesibasaltic composition. In volcanic sands are fixed erosion pockets; they must be produced during the calm between the volcanic eruptions due to temporary torrential wash downs and then settling of new volcanic material (Fig. 5).

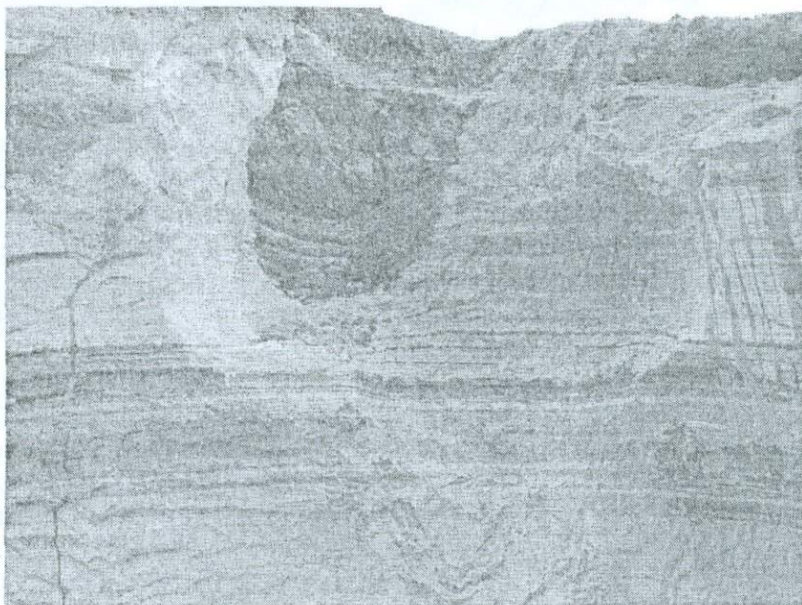


Fig. 5. Busus Tsikhe, volcanic sands and ash with erosion pockets.

It can be inferred that:

1. The andesidacitic lavas and volcanoclastolites cropping out on the eastern slopes of Javakheti ridge, in the Dmanisi region are older than the doleritic lavas of the Akhalkalaki suite; they may well be the analogue of the Upper Miocene-Lower Pliocene Goderdzi suite. These two suites, in time, had been separated by a considerable period of erosion; at that time had developed the paleogorges that were filled with doleritic lavas of the Mtkvari, Ktsia-Khrami, Mashavera and Debeda River gorges (Adamia et al., 1961).

2. Regional folding of Upper Miocene-Lower Pliocene Dmanisi andesidacitic lavas and unconformable overlying basalts of the Upper Pliocene-Pleistocene Akhalkalaki suite are indicative of the tectonic activity of the region at the Late Neogene stage of its development.

3. Intensive folding of the Kamarlo lavas is the post-Middle Pliocene and pre-Akchagilian process; it verifies to the activity of the Dmanisi fault at the neotectonic stage.

Seismicity and seismotectonics

From a physical standpoint, the Caucasus is an area destruction of integrity of the Earth's crust under the influence of the Arabian plate sliding relatively to the Eurasian plate to the north-northeast (NNE) at a rate of about 30mm/year (Reilinger et al., 1997). The most important goal of the modern seismology is to study the regularity of the earthquakes generation in the various geological structures. From this point of view the Javakheti volcanic highland especially is allocated among other area of the Caucasus by the frequency of felt earthquake. The Javakheti highland has long gained the attention as a significant segment of the Caucasus (Kocyigit et al., 2001; Cisternas and Philip, 1997; Jeckson and Ambraseys, 1997). Many works have been dedicated to the investigations of seismicity here (Dmanisi earthquake, 1982; Paravani earthquake, 1991; Jibladze et al., 1997; Tsereteli, 1995). The nature of tectonic processes in this area is still under discussion.

For investigation of regularity of earthquake generation average parameters of seismic regime have been investigated for the area. The average parameters give possibility to say when process is stationary. But observed process is obviously non-stationary. One obvious example of this is foreshock, aftershock of strong earthquakes and swarms. So it is necessary to obtain catalog that is Poissonian removing the foreshock, aftershock and swarms. The nature of seismicity pattern prior to moderate and strong earthquake has been a subject of continuing and widespread investigation (Reasenber,

1985; Console et al., 2000). Using various methods catalog for the period 1960 – 2005 was declustered. The measure of dispersion was calculated to check if the events in the catalog are independent using the following formula:

$$R = \frac{\sigma_{\bar{N}}}{\sqrt{\bar{N}}} \quad \bar{N} = \frac{\sum N_i}{n} \quad \sigma_{\bar{N}} = \sqrt{\frac{\sum (N_i - \bar{N})^2}{n}}$$

Where N_i is the number of earthquake with i

magnitude, N is the total number of earthquakes with the same i magnitude, n is period of observation in years. In our case R is 1.4, it means that process is Poissonian. On the bases of given catalog the recurrence law and map of seismic regime parameters A (seismic activity) K_{max} , were constructed for this region. The slop of magnitude frequency relationship γ is 0.52 the estimation accuracy is 0.01 that means this area is in normal stress conditions (Riznichenko, 1985). In the earlier investigation (Godoladze et al., 1998) on the bases of catalog that was declustered with other method the following value for γ was taken $\gamma=0.55$. From the point of view of the energetic explanation of γ (Riznichenko, 1985) it means that this area stays in lower stress conditions. We decided to test that catalog for measure of dispersion. R was calculated as for the whole catalog so for each magnitude as well and the results are given in table 1.

Table 1.
The measure of dispersion for the earlier declustered catalog

M	Measure of dispersion R
3.5	2.58
4.0	1.06
4.5	1.25
5.0	1.0
3.5 – 7.0	2.52

As we see this catalog is not Poissonian. The events here can not be considered as independent, but mutual attraction that did not allow constructing the magnitude frequency law for these events.

On the base of our calculation, the investigated areas are characterized with the average seismic activity $A_{3,3}=1.2$, though in some places the seismic activity became lower $A=0.5, 0, 2$. Most moderate earthquakes with magnitude $M_s=4-6$ are related with the high seismic active area, though the strong earthquake with M_s more then 6 are

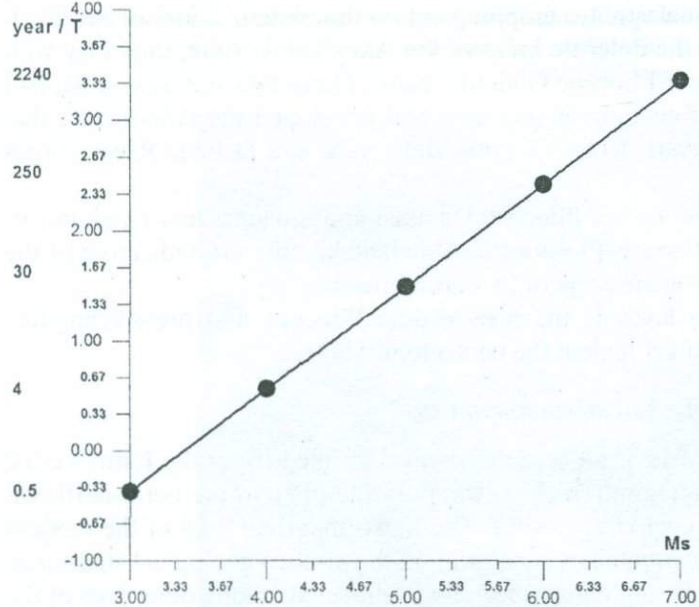


Fig. 6a. Recurrence law of earthquakes for the Javakheti highland

that the recurrence period for earthquakes with $M_s=7$ are about 2240 year.

Analysis of the seismological results indicated that the earthquake is not an accidental event, but it is a regular outcome of the tectonic movement and geological composition of the corresponding regions. Comparison of different geological regions demonstrates that their source mechanisms differ according to their geological conditions and types of the tectonic movements. So the comprehensive detailed investigation of the earthquake fault solution has major significance. According to the experiences in the seismicity it was shown that the reliable determined mechanism of the earthquake source characterizes the general rupture in the source. Therefore, it allows to define more exactly the deep structure of the active geological ruptures and their orientation in the depth, namely its extension, direction and dip angle, type of stress regime.

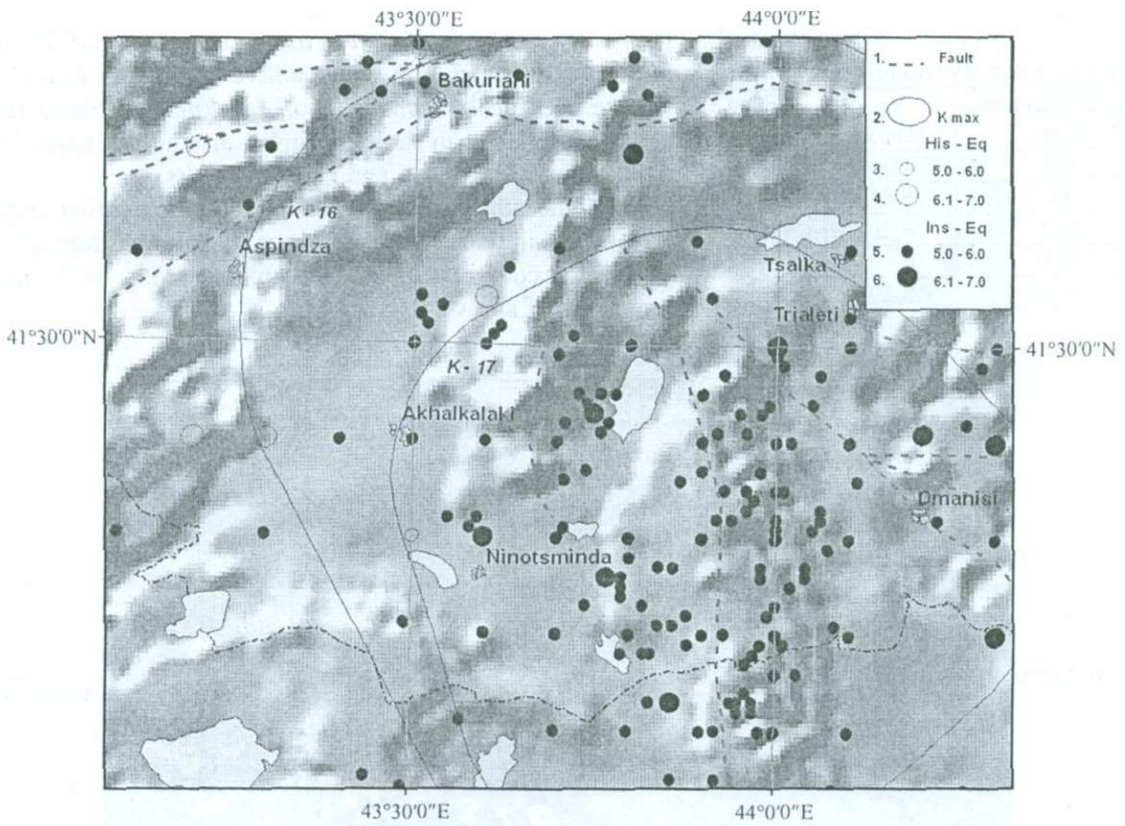


Fig. 6b. Map of K_{max} for Javakheti highland

First of all we decided to extract the seismograms for earthquakes with magnitude equal or more than 4 from our archive for the Caucasus region from 1960 to 1992. Only in Georgia, during this period, there had been working 40 seismic stations and about 70 seismic stations had been working in the Caucasus. Only those earthquakes were chosen for which estimations error as for epicenter, so for fault plane solution were high. 42 seismic events with more than 8 reliable polarities and with azimuth gaps less than 180 were chosen.

The kinematical parameters of the earthquake were calculated, using the HYPO-71 program (Lee and Larh, 1975) for all existent velocity models of the Caucasus, which were obtained with various geophysical methods (Tvaltvadze, 1960; Murusidze, 1987; Adamia, 1985; Adamia et al., 1991). The model obtained for the interpretation of the surface wave group velocity dispersion curves (Sikharulidze et al., 2004) yielded the smallest ERH, ERZ, and RMS residuals. This crustal model consists of four layers (Table 2). The mean RMS is less than 0.35s. The mean standard deviation on depth and epicenter are less than 2km. Fig. 7 presents the distribution of depth by magnitude. Investigated earthquakes are clustered by depth. Most of them belong to depth from 8 to 16 kilometers. This distribution has not depended on magnitude.

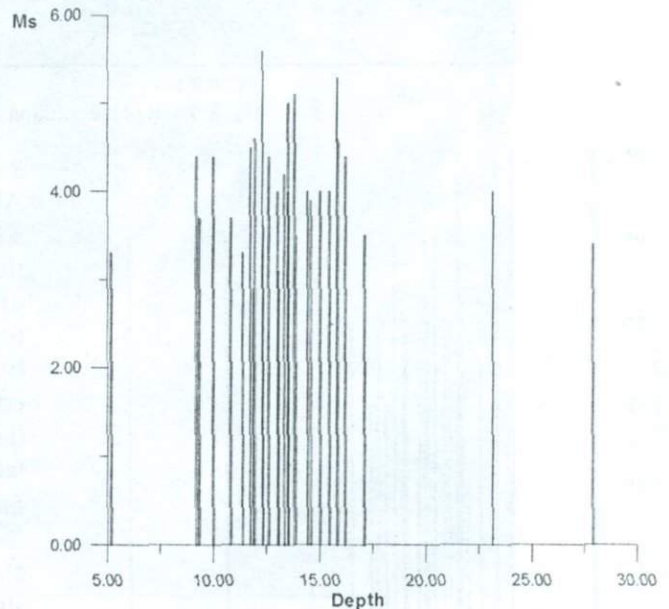


Fig. 7. The distribution of earthquakes depth by magnitudes for Javakheti highland

Focal mechanism solutions were constructed by means the software package of Lander, 2002. The likelihood function of fault plane solution was of 0.8-1. The fault plane parameters of these solutions are shown in Fig. 8. Obtained fault plane solutions were divided into main stress regime categories following Zobak, 1992. Fig. 9 presents the distribution of stress type by depth. The SS (strike slip

Table 2
Chosen velocity model for Georgia

Layer thickness (km)	Vp (km/s)	Vp/Vs
0.0	4.20	1.71
4.0	5.50	
20.5	6.20	
30.0	6.90	
49.0	8.20	

fault), TS (strike fault with trust component) and TF (trust fault) are observed in the most active layer from 8 to 17 km. As we see focal mechanism of Javakheti highland region could be grouped in three sectors – around the main faults; Abul-Samsar, Javakheti and Dmanisi faults.

Some attempt was made to identify qualitatively the area taking into account fault types, mean directions of extension and compression and mean directions of horizontal projection of slip vectors.

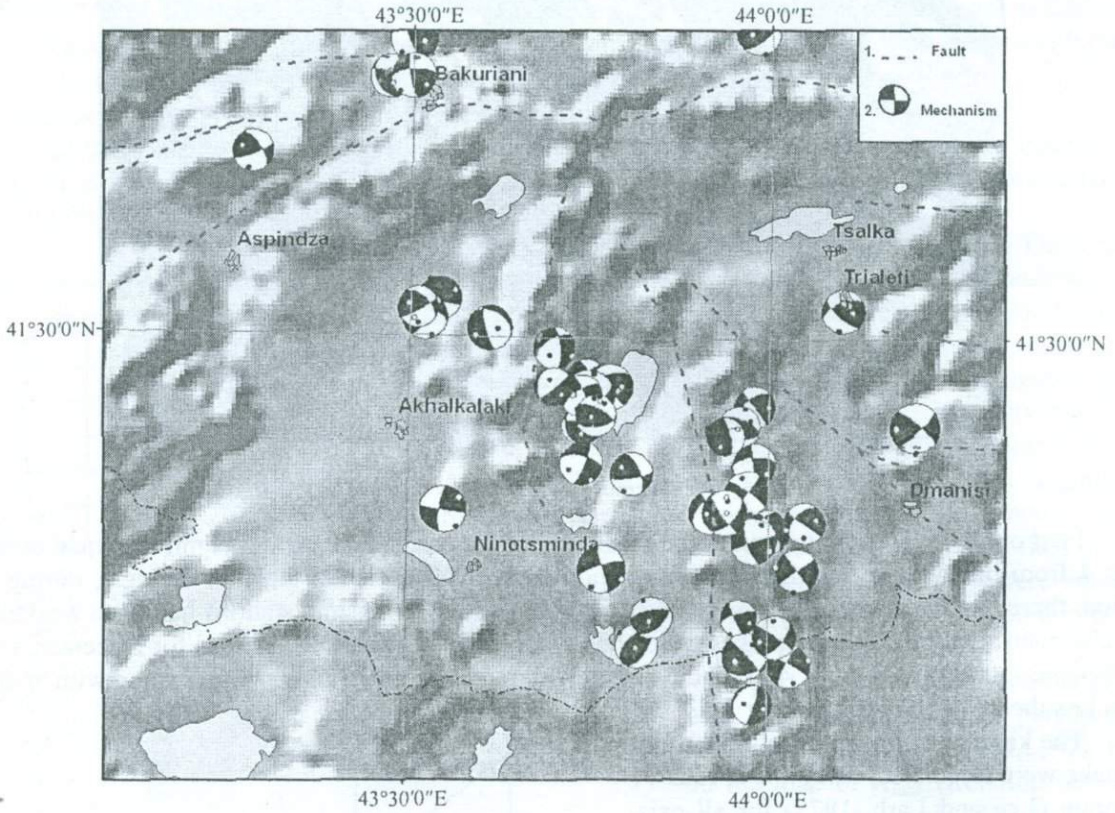


Fig. 8. Fault plane solution for Javakheti highland

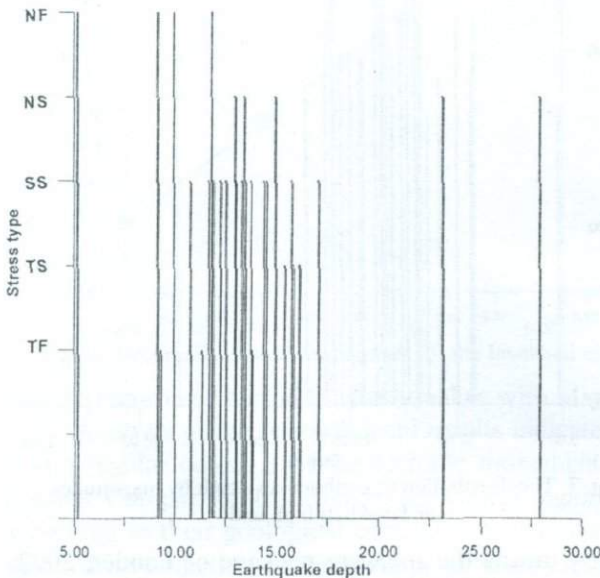


Fig. 9. Distribution the depths of earthquakes by Magnitudes for Javakheti highland

The types of fault plane solution near the Abul-Samsar fault are complex, mechanism of some earthquakes by seismotectonic investigations belong to trust-fault categories, but most of them are strike-slip with some normal or thrust component (see fig. 8). On the fig. 10 a, b are presented the chosen nodal plane and corresponding slip vectors for this area. Most of them are left lateral strike slip or thrust with left lateral strike slip component. Dips of these faults fall within 60° to 80°.

Fault plane solutions of earthquakes along the Javakheti fault are mostly right lateral strike slip. On the Fig. 10a, 10b are presented the chosen nodal plane and corresponding slip vectors for these earthquakes. Dip of these faults change from 68° to 85°.

There were several earthquakes near Dmanisi fault. Fault plane solution of these

earthquakes are subvertical right lateral strike slip faults.

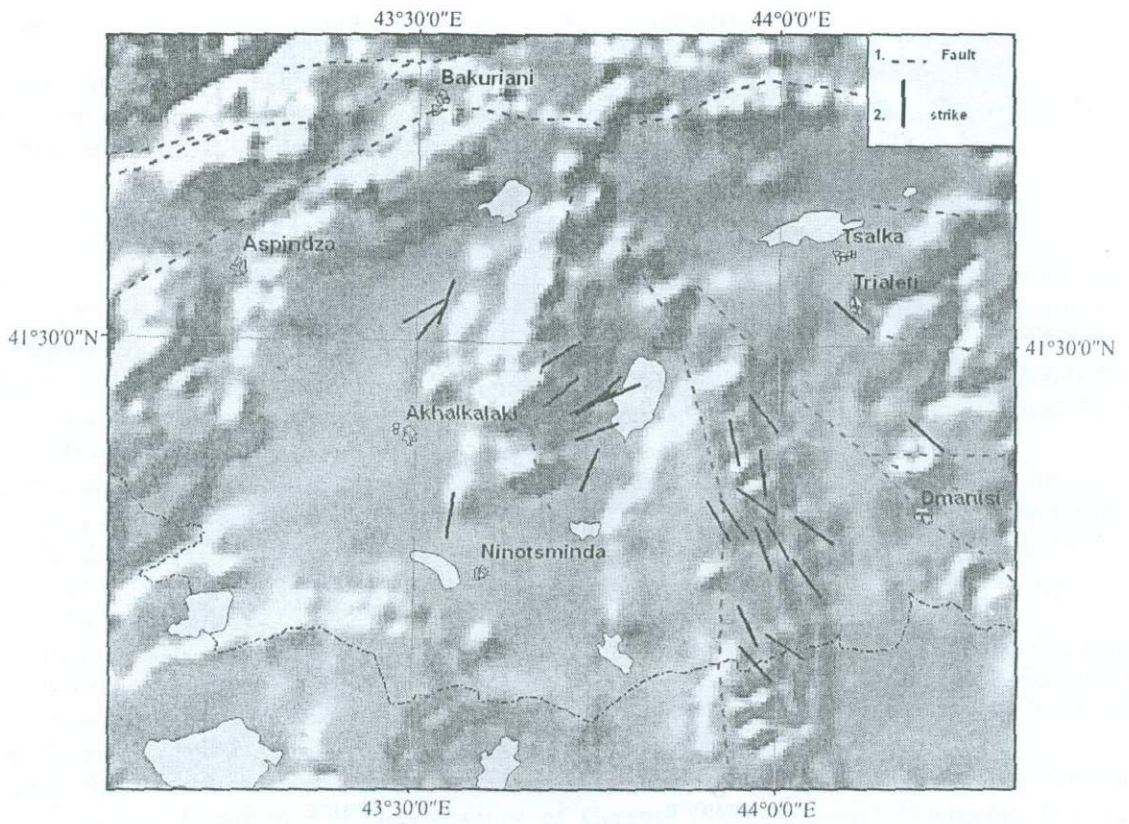


Fig. 10a. Chosen fault plane solution

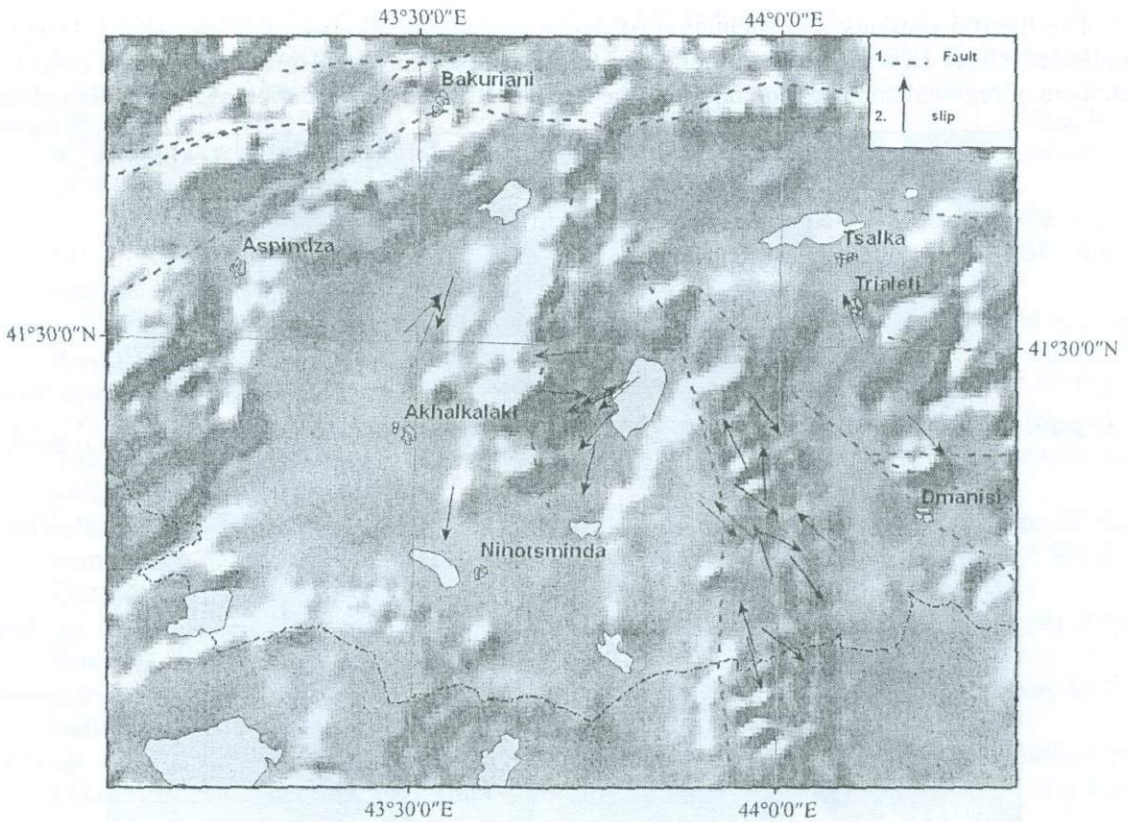


Fig. 10b. Horizontal projection of slip vectors

The figure 10c presents the strikes of tension and compression. The compressions are orientated mostly NS, with some variation no more then $\sim 30^\circ$. Tensions are orientated mostly EW with little variation 30° .

Obtained results of fault plane solution are in good agreement with data of Rebai et al. (1993).

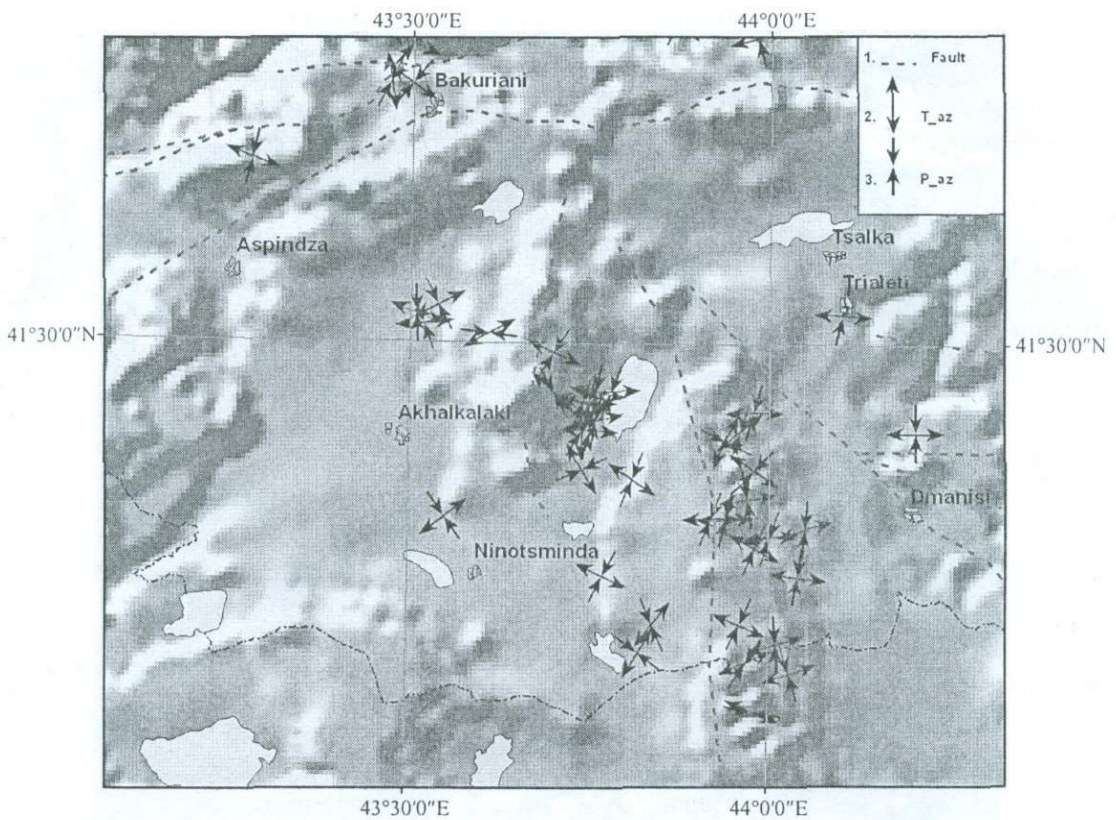


Fig. 10c. orientation of compression and tension axes for the Javakheti highland

The fig 10d presents the orientation of maximum horizontal stress (Zobak, 1992). In spite of complicated stress regime the maximum horizontal stresses have NS orientation, that reflects the orientation of regional compression taking place dueto northward convergence of the Arabian plate.

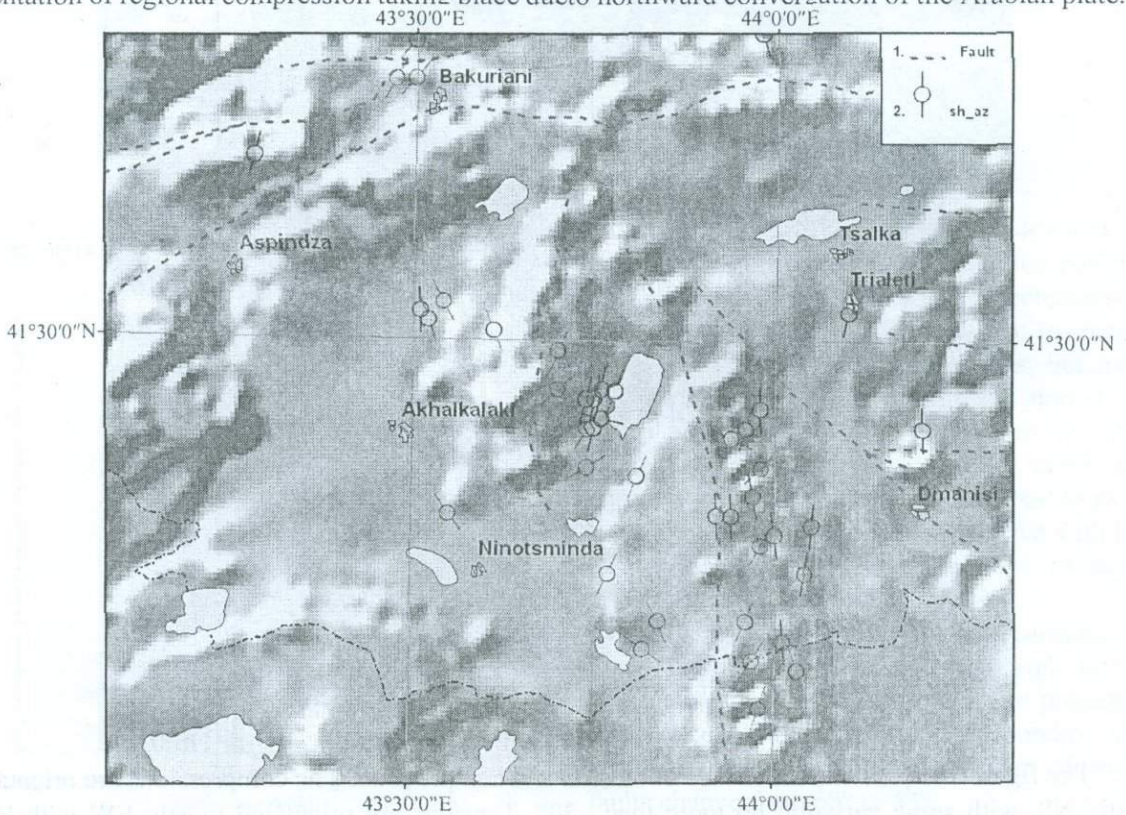


Fig. 10d. The orientation of maximum horizontal stress

Acknowledgment

The Authors would like to thank to Sh. Adamia and G. Maisuradze for their supports in field investigations. This work was accomplished due to support of Georgian National Scientific Foundation (Grant № GNSF/ST06/5-068) and INTAS Foundation (Grant № 06-10000/7-9130).

References

- Adamia Sh. (1985) Peculiarities of the structures of the Earth crust and upper mantle and their connection with present-day structures of the Caucasus //Geophysical fields and structure of the Earth crust of the Transcaucasus. Moscow: Nauka. P.151 – 168 (in Russian).
- Adamia Sh., Alania V., Chabukiani A., Kuloshvili S., Maisuradze G., & Gotsiridze G. (2004) Seismic source zone models of recent earthquakes of Georgia. Proceedings of 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Vol. II. P. 545-548.
- Adamia Sh., Aleksidze M., Balavadze B., Gvantseladze T., Gugunava G., Diasamidze Sh., Ioseliani M., Ismailzade T., Kartvelishvili K., Kuloshvili S., Mindeli P., Nazaretian S., Oganessian Sh., Radjabov M., Sikharulidze D., Chelidze T., Shengelaia G. (1991) Complex Geophysical Investigation Of the Lithosphere of the Caucasus. In: Belousov V., Pavlenkova N., Kviatsovskaia G. //Deep structure of the territory of USSR. Moscow: Nauka. P. 41- 55 (in Russian).
- Adamia Sh., Matskhonashvili K., Khutsishvili O. (1961) Geology of the Post-Paleogene Continental-volcanogenic Formations of the Eastern Part of South Georgia. Proceedings of Geological Institute of the Academy of Sciences of Georgian SSR. Miner-petr. ser. Vol. VI. P.73-106 (in Russian).
- Adamia Sh., Mumladze T., Sadradze N., Tsereteli E., Tsereteli N., Varazanashvili O. (2008) Late Cenozoic Tectonics and Geodynamics of Georgia (SW Caucasus) //Georgian International Journal of Science and Technology. Nova Science Publishers, Inc. Vol. 1. Issue 1. P. 77-107.
- Aslanian A., Bagdasarian G., Gabunia L., Rubinshtein M., Skhirtladze N. (1984) Radiometric ages of Neogene volcanic formations of Georgian SSR, Armenian SSR and part of Nakhchivan ASSR //Proc. Ac. Sci. Armenian SSR, Earth Sciences. 35. №1. P. 3-24 (in Russian).
- Camps P., Ruffet P., Shcherbakova V., Prevot M., Moussin-Poushkin A., Cholpo L., Gogichaishvili A., Asanidze B. (1996) Direction, intensity and Ar/Ar reversal or excursion recorded in Georgia //J. Phys. Earth Planet. Inter. 96. P. 41-59.
- Cisternas A., Philip H. (1997) Seismotectonic of the Mediterranean region and the Caucasus. //Historical and Prehistorical earthquake in the Caucasus, 39-77NATO ASI. Series 2. Environment. Vol. 2. P. 39-77.
- Console R., Montuori C., Murru M. (2000) Statistical assessment of seismicity patterns in Italy: are they precursors of subsequent events? //Journ. of Seismology. Vol. 4. № 4. P. 435-449.
- Dmanisi earthquake; 2 January of 1978 year //Isdatelstvo "Nauka" Moscow. 1982. P.172 (in Russian).
- Ferring C., Swisher C., Bosinsky G., Gabunia L., Kikodze Z., Lordkipanidze D., Tvalchrelidze M., Tutberidze B. (1996) Progress report on the geology of the Plio-Pleistocene Dmanisi and the Diliska george. Republic of Georgia //Paleoant. Soc. New Orlean. P. 5-6.
- Gamkrelidze I. (1959) Flowing Dislocation in the Volcanic Lavas of Northeastern Slope of the Ketchuti ridge //Bull. of the Acad. of Sci. of Georgian SSR. Vol. XXII. №5. P.541-546 (in Georgian).
- Geology of the USSR. Vol. 10. Georgian SSR. Part 1. Geological description (1964) P.655 (in Russian).
- Godoladze T., Elashvili M. (1998) Frequency – magnitude relationship for the Caucasus and for its individual seismotectonic regions. Tbilisi: Techninformi (in Georgian).
- Kocycigit A., Yilmaz A., Adamia Sh., Kuloshvili S. (2001) Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: Implication for transition from thrusting to strike-slip Faulting. //Geodinamica Acta. 14. P.177-195.
- Jeckson J., Ambraseys N. (1997) Convergence between Eurasia and Arabia In Eastern Turkey and the Caucasus. //Historical and Prehistorical earthquake in the Caucasus. 39-77NATO ASI. Ser. 2. Environment. Vol. 2. P.79-90.
- Jibladze E., Butikashvili N., Tsereteli N. (1997) Seismotectonic deformation of the Caucasus. //Historical and Prehistorical earthquake in the Caucasus. 39-77NATO ASI. Ser. 2. Environment. Vol. 2. P.137-145.

- Lander A. (2002) FA2002: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plain solution. //MITPAN.
- Lebedev V., Chernishev I., Dudauri O., Arakelians M., Chugaev A., Golzman Y., Vashakidze G. (2004) Geochronology of Neogene-Quaternary dacitic volcanism of the Javakheti highland (Lesser Caucasus, South Georgia) //Proc. New ser. №119. P. 535-544 (in Russian).
- Lee W., Larh S. (1975) HYPO-71 (Revised), a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion patting of local earthquakes //U.S. Geological Survey. Open File. Report 75-311.
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djr bashian R. (1989) Mesozoic-Cenozoic magmatic evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian region //IGCP Project №198. Evolution of the Northern Margin of the Tethys. Mem. Soc. Geol. France. Paris. Nouv. ser. 154. 1988; Occasional publ. ESRI. New ser. 4. P. 101-124.
- Maisuradze G., Kuloshvili S. (1999) Some questions on recent volcanism of the Javakheti highland //Proceedings of Geological Institute of Academy of Sciences of Georgia. New ser. №114. P. 220-228 (in Russian).
- Maisuradze G., Smelov S., Tvalchrelidze M. (1980) New evidence on the volcanics of Djavakheti (Southern Georgia) //Bull. Ac. Sci. Georgian SSR. Vol. 98. №3. P. 605-608 (in Russian).
- Murusidze G. (1987) Velocity model of the upper mantle in the Caucasus and adjacent region //Tbilisi: Metsniereba. P.133 (in Russian).
- Paravani earthquake; 13 May 0f 1986 year /Academy of Science of USSR. Isdatelstvo "Nauka". Moscow. (1991). P. 127 (in Russian).
- Rebai S., Philip H., Dorbath L., Borissoff B., Haessler H., Cisternas A. (1993) Active tectonics in the Lesser Caucasus: Coexistence of compressive and extensional Structure //Tectonics. Vol. 12. № 5. P. 1089-1114.
- Reasenber P. (1985) Second-Order Moment of central California Seismicity, 1969-1982 //J Geophysical Research. Vol. 90. № B7.
- Reilinger R., McClusky B., Oral R., King and Toksoz M. (1997) Global Positioning System Measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision Zone. //J. Geophysical Research. Vol. 102. № B5. P. 9983-999.
- Riznichenko Y. (1985) The problems of Seismology //Isdatelstvo "Nauka" Moscow. P. 117-132 (in Russian).
- Rubinstein M., Adamia Sh., Devnosashvili D., Dobridin V., Rosentur L. (1972) Dating of some Late Neogene and Quaternary effusives of Transcaucasia (based on geological, radiological and paleomagnetic data) //In: International colloquium "The boundary between Neogene and Quaternary". Moscow. P.168-174 (in Russian).
- Sikharulidze D., Tutberidze N., Diasamidze Sh., Bochorishvili S. (2004) The structure of the Earth's crust and the upper mantle in Georgia and the adjacent territories //J. of the Georgian Geophys. Society. 9A. P.12-19 (in Russian).
- Skhirtladze N. (1951) To the Lithology of the Goderdzi Suite //Institute of Geology and Mineralogy of the Academy of Sciences of Georgian SSR. Transactions. P. 143-169 (in Georgian).
- Skhirtladze N. (1958) Post-Paleogene Effusive Volcanism of Georgia //Proceedings of Geological Institute of the Academy of Sciences of Georgian SSR. Monograph №8. Tbilisi. P.333 (in Russian).
- Tsereteli N.C. (1995) Seismotectonic Deformation of Javakheti //Physics of Earth Academy of Sciences Russia. № 8. P. 62-68 (in Russian).
- Tutberidze B. (2004) Geology and petrology of Alpine late orogenic magmatism of the central part of Caucasian segment //Tbilisi University Publishers (Gugushvili V. ed). Tbilisi. P.340 (in Russian).
- Tvaltvdze G. (1960) Construction of the Earth crust of Georgia and building of the theoretical hodograph systems //Publ. Georgian Academy of Sciences. Tbilisi. P.60-62 (in Russian).
- Zobak M. (1992) First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project //J. Geophys. Res. 97. B8. P. 11703-11728.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО СТРОЕНИЯ БОЛНИССКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРУЗИЯ)

Т.В.Гиоргобиани, Г.Ш.Надареишвили, Д.П.Закарая, Д.П.Гоголадзе

Особенности геолого-структурного строения Болнисского рудного района (Юго-Восточная Грузия). Т.В.Гиоргобиани, Г.Ш.Надареишвили, Д.П.Закарая, Д.П.Гоголадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

В статье детально охарактеризована верхнемеловая мощная (свыше 4 км) рудоносная вулканогенно-осадочная серия Болнисского рудного района, расположенная в пределах Юго-Восточной Грузии. В частности, по-новому освещены особенности ее геологического строения и тектонической структуры, а также литолого-фациальный, литолого-петрографический и вещественный состав слагающих отдельных свит данной серии. Рассмотрены многочисленные кислые и основные секущие тела, пространственно связанные с верхнемеловой вулканогенно-осадочной серией. В нижней части машаверской свиты впервые отдельно выделена ангреванская свита и дана ее полная характеристика. В работе приведена, составленная авторами, с использованием уже существующих материалов, геологическая карта Юго-Восточной Грузии и сводная стратиграфическая колонка к ней. Даны два геолого-структурных профиля, пересекающих с юга на север изученный район и показывающих ее сравнительно простую, наклоненную на север складчатую структуру. Вдоль первого профиля изображено несоответствие геофизических данных с предположительным залеганием доюрского кристаллического фундамента, полученное на основании проведенных исследований, где вместо в общем моноклиальной, залегающей под углами 10-25°, поверхности, рисуется пологая синклиальная структура.

ბოლნისის მადნიანი რაიონის აგებულების გეოლოგიურ-სტრუქტურული თავისებურებები (სამხრეთ-აღმოსავლეთი საქართველო). თ.გიორგობიანი, გ.ნადარეიშვილი, დ.ზაკარაია, დ.გოგოლაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

სტატიაში დეტალურად არის დახასიათებული სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ფარგლებში განლაგებული ბოლნისის მადნიანი რაიონის მძლავრი (4 კმ-ზე მეტი) მადანშემცველი ვულკანოგენურ-დანალექი ზედაცარცული ასაკის სერია. კერძოდ, ახლებურად არის გაშუქებული მისი გეოლოგიური აგებულების და ტექტონიკური სტრუქტურების თავისებურებები, აგრეთვე აღნიშნული სერიის ცალკეული წყებების ლითო-ფაციალური, ლითოლოგიურ-პეტროგრაფიული და ნივთიერი შემადგენლობა. განხილულია მრავალრიცხოვანი მჟავე და ფუძე გამკვეთი სხეულები, რომლებიც სივრცულად დაკავშირებულია ზედაცარცული ასაკის ვულკანოგენურ-დანალექ სერიასთან. მაშვერას წყების ქვედა ნაწილში, პირველად ცალკე არის გამოყოფილი ანგრევანის წყება და მოცემულია მისი სრული დახასიათება. არსებული მასალის გამოყენებით, ნაშრომში მოყვანილია ავტორების მიერ შედგენილი სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს გეოლოგიური რუკა და მისი გაერთიანებული სტრატეგრაფიული სვეტი. მოცემულია ორი გეოლოგიურ-სტრუქტურული ჭრილი, შესწავლილი რაიონის სამხრეთიდან ჩრდილოეთისკენ გამკვეთი, რომლებიც ასახვენ შედარებით მარტივ, ჩრდილოეთისკენ დაქანებულ სტრუქტურას. პირველი ჭრილის გასწვრივ გამოსახულია იურულამდელი კრისტალური ფუნდამენტის სავარაუდო განლაგების გეოფიზიკურ მონაცემებთან შეუთავსებლობა, რომლებიც მიღებულია ჩატარებული კვლევების შედეგად, სადაც საერთო მონოკლინური ზედაპირის მაგივრად, განლაგებულის 10-25° კუთხეებით, იხატება დამრეცი სინკლინური სტრუქტურა.

Geological-Structural Peculiarities of the Bolnisi Ore District (South-East Georgia). T.Giorgobiani, G.Nadareishvili, D.Zakaraia, D.Gogoladze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

In the paper is characterized in detail the Upper Cretaceous thick (exceeding 4 km) ore-bearing volcano-genic-sedimentary series of the Bolnisi ore district that is located within the limits of South-East Georgia. In particular, the authors give a new interpretation of peculiarities of its geological structure and tectonic pattern, as well as lithofacies, lithopetrographic and matter content of separate suites of this series. In the work are considered numerous acid and basic cross-cutting bodies that spatially link with the Upper Cretaceous volcano-genic-sedimentary series. In the lower part of the Mashavera suite, for the first time has been distinguished the Angrevani suite; there is introduced its detailed characteristics. In the paper, is represented a geological map of South-East Georgia and a generalized stratigraphic column to it; they have been produced by the authors according to the existing data. On the map, two geological-structural profiles are drawn; they intersect the studied region from south to north, pointing out to its comparatively simple, north dipping structure. Along the first

profile, based on the carried out investigations, there has been featured a discordance of geophysical data with the presumable mode of occurrence of the pre-Jurassic crystalline basement; instead of, in general monoclinical plane bedding at an angle of 10-25°, has been mapped a gently sloping synclinal structure.

В статье приводятся результаты наших детальных геолого-структурных исследований авторов, проведенных в пределах Юго-Восточной Грузии в 80-х годах прошлого столетия, которые по различным причинам не были еще опубликованы. В последующее время авторы неоднократно посещали Болнисский рудный район, где изучали его отдельные наиболее сложно построенные участки. Полученные при этом материалы были дополнены данными, собранными одним из авторов за последнее десятилетие (1995-2006 гг.) в период выполнения поисково-разведочных и исследовательских работ, с целью изучения кислых экструзивных тел для установления их пригодности в стекольной и керамической промышленности (Надарейшвили, 2002).

Важно отметить, что подобных исследований в Болнисском рудном районе не проводилось и поэтому предлагаемые материалы являются последними (Надарейшвили, Гоголадзе, 1983; Надарейшвили и др., 1984; Гоголадзе, 1991). Следует также учесть, что установление геолого-структурных особенностей данной территории имеет большое значение для дальнейших поисков новых скрытых эндогенных месторождений. Поэтому считаем необходимым опубликование, даже спустя многие годы, полученных тогда основных результатов своих исследований.

Рассматриваемый район, по современной схеме тектонического расчленения Грузии, расположен в пределах Болнисской зоны Артвинско-Болнисской глыбы (И.Гамкрелидзе, 2000). Вместе с тем, одновременно, эта территория размещена в полосе вершины Малокавказской структурной дуги, которая по палеомагнитным данным сформировалась в течение миоцен-плиоценовой эпохи (Баженов, Буртман, 1990).

Юго-Восточная Грузия, ввиду ее насыщенности разного типа месторождениями рудного и нерудного минерального сырья, с давних времен привлекала пристальное внимание нескольких поколений исследователей, внесших большой вклад в познание геологического строения этой территории. Основные материалы, в том числе и графические, большинства авторов проанализированы и использованы в данной работе.

Несмотря на высокую геологическую изученность этого района, целый ряд вопросов, его геологического строения, тектонической структуры и магматизма пока все еще остаются не до конца решенными. К ним в первую очередь относятся проблемы стратиграфического расчленения верхнемеловой мощной (свыше 4 км) рудоносной вулканогенно-осадочной серии, а также литолого-фациального и петрографического состава пород, слагающих ее отдельные свиты и толщи и установление характера складчатой структуры района, а также выяснение особенностей мелового вулканизма и связанного с ним лито- и рудогенеза. Особого рассмотрения требуют вопросы взаимоотношения многочисленных секущих и экструзивных тел, пространственно связанных с вулканогенно-осадочной серией.

Решение поставленной задачи осуществлялось путем составления детальных крупномасштабных (1:1000) геолого-структурных разрезов, расположенных в пределах рассматриваемой территории в поперечном и продольном направлениях. Две основные из них насквозь пересекают Болнисскую зону между Локским и Храмским выступами доюрского кристаллического фундамента и восточнее от последнего. Остальные более мелкие профили в изученном районе составлены по отдельным участкам слагающего его мезозойского осадочного чехла. Общая протяженность этих профилей составляет более 200 км.

В процессе работы производилась непрерывная зарисовка структуры, фиксировались и изучались разрывные нарушения, устанавливались их направление и характер смещения. Одновременно вдоль этих профилей изучался литологический и петрографический состав пород вулканогенно-осадочных и осадочных толщ и многочисленных секущих тел разного типа. Кроме того, в полосе шириной 2-6 км, прилегающей к линии разрезов, проводились площадные наблюдения для объемного представления структур. Для прослеживания отдельных литолого-стратиграфических толщ, маркирующих горизонтов и разрывных нарушений между профилями, а также для выявления фациальной изменчивости вулканогенно-осадочных и осадочных толщ проводились маршрутные исследования с использованием аэрофотоснимков и геологических карт разного масштаба. Профили, графически изображенные в крупном масштабе (1:10

000) полевых наблюдений, плохо обозримы и громоздки. Поэтому в камеральных условиях они были уменьшены до масштаба 1:100 000 без искажения морфологии структур. Затем, с учетом мощностей свит, они были достроены до поверхности кристаллического фундамента.

Результаты приведенных исследований, а также уже имеющиеся материалы были использованы нами при составлении геологической карты Юго-Восточной Грузии в масштабе 1:100 000 и сводной стратиграфической колонки к ней (см. вкладку), которая публикуется впервые. Карта составлена на основе разработанной авторами литолого-стратиграфической схемы расчленения верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии, которая несколько отличается от подобной ранней схемы (Гамбашидзе, Надареишвили, 1978, 1987), хотя основные ее положения в целом сохранены. При этом были широко использованы данные литолого-фациальных, петрографических и петролого-геохимических исследований пород (Канделаки, 1950, Гамкрелидзе, Назаров, 1959; Хуцишвили, 1977, 1978; Вашакидзе и др., 1982; Пруидзе и др., 1985; Гамкрелидзе и др., 1999). На карте приведены также, составленные авторами, два геолого-структурных профиля I-I' и II-II', поперек полностью пересекающего территорию с юга на север. Геофизические материалы сопоставляются с созданными нами геолого-структурным разрезом, путем наложения на профиль I-I' геофизических данных (см. вкладку).

Не касаясь большого спектра проблем, относящихся к меловому вулканизму и рудогенезу этого времени, рассматриваются лишь вопросы литолого-стратиграфического расчленения мезозойской вулканогенно-осадочной серии исследованного района и ее современной тектонической структуры.

В сводной стратиграфической колонке дается системное разделение слагающих Юго-Восточную Грузию разновозрастных образований, представленных протерозой-антропогенном. Наиболее детально расчленена изученная авторами верхнемеловая вулканогенно-осадочная серия, в которой выделены отдельные свиты подробной литологической характеристикой. Мощность стратиграфических единиц существенно уточнена на основании анализа детальных, масштаба 1:1000, геолого-структурных разрезов (см. вкладку). Учитывая вышеизложенное, а также наличие большого количества публикаций, в которых рассмотрена стратиграфия исследованного района, авторы не считают необходимым повторение ее описания.

Новизной в стратиграфической схеме рассматриваемой территории является выделение в ранг самостоятельной единицы ангреванской свиты, названной по одноименному селу, которая залегает между фаунистически датированными дидгвердской и машаверской свитами. Возраст первой соответствует раннему турону, а второй – раннему сантону. Ранее возрастной интервал машаверской свиты трактовался как поздний турон - ранний сантон (Гамбашидзе, Надареишвили, 1987; Вашакидзе и др., 1982). Нижняя часть ее по литолого-фациальному и петрографическому составу пород отличается от вышеследующих образований машаверской свиты. Поэтому авторами она выделена отдельно под названием ангреванской свиты, возраст которой по фаунистическим данным соответствует позднему турону - раннему сантону. О ее самостоятельности убедительно свидетельствуют определенные данные.

Во-первых, в стратотипном разрезе в районе с. Ангревани рассматриваемая свита сверху трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании (до 10 м), перекрыта туфогенными породами машаверской свиты. С подстилающей же нижнетуронской дидгвердской свитой она связана постепенным переходом.

Во-вторых, на юго-западной периферии с. Ангревани, вдоль тропы, следующей в с. Джавхи, под базальными конгломератами нижнего сантона авторами был собран комплекс фауны турон-коньяка: *Epiaster crassissimus* d' Orb. (опр. Р.А.Гамбашидзе), *Punetospiras* sp., *Heliconulaf subcostatus* Pčl. (опр. Т.К.Двали) и др. Наиболее значительна находка на правом берегу р. Машавера, в эскарпе железнодорожного полотна у платформы Мушевани, в голубоватых слоистых туфах ангреванской свиты руководящей формы для раннего коньяка - *Barroisucaras hebrfellneri* Haug (опр. Р.А.Гамбашидзе). Кроме того, на верхних стратиграфических уровнях ангреванской свиты в районе сс. Диди и Патара-Дманиси также была собрана ископаемая фауна коньякских моллюсков: *Inoceramus percostatus* Muefl., *Heslcolaux gibose* (Zekk.), *Gyroides* cf. *hayastane nennsis* Hac., *Pinna* cf. *decussata* Goldf. (опр. Р.А.Гамбашидзе). Здесь же, на левом склоне ущ. р. Мошевани (правый приток р. Машавера) под развалинами средневекового городища Дманиси была собрана коньяк-сантонская ископаемая фауна кораллов: *Diploctenium corberiesis* All., *D. Toucasi* All. (опр. Н.К.Бендукидзе). Надо отметить, что кораллы были обнаружены в нижней части машаверской свиты. Помимо этого, на левом склоне ущ. р. Карасу (левый при-

ток р.Мошевани) в 2 км западнее с.Сафарло, в туфоизвестняках рассматриваемой свиты была определена позднеурон-коньякская форма микрофораминифер – *Ubigerrinamims jankoi* Meuson (опр. Д.Г.Ахвледзиани). Таким образом, на основе фаунистических данных, установленный авторами позднеурон-коньякский возраст ангреванской свиты не вызывает сомнения.

В-третьих, ангреванская свита по литолого-фациальному и петрографическому составу почти однообразна. В районе опорного разреза (с.Ангревани) она в основном сложена слоистыми, часто тонкослоистыми, светло-зелеными, светло-серыми с желтоватым оттенком, средне- и крупнообломочными, реже мелко- и тонкообломочными пемзовыми и пепловыми туфами, известняковыми туффитами и туфоизвестняками дацитового, риодацитового и в меньшей степени риолитового состава. Сравнительно редко в низах свиты встречаются также разнообломочные туфы андези-базальтового, андези-дацитового и андезитового состава. Подобным строением рассматриваемая свита характеризуется почти по всему региону. Исключением является лишь район Маднеульского и Давид-Гареджского месторождений, где эта свита, в отличие от вышесказанного, представлена в основном слоистыми, местами толстослоистыми и массивными преимущественно голубовато-зелеными и голубовато-желтыми мелко- и среднеобломочными пепловыми туфами, в основном андезитового состава. Среди них редко встречаются также мелкообломочные вулканические брекчии и брекчия-конгломераты. Здесь, в кровле этих отложений, залегает массивного строения мощный пласт (5-10 м) голубоватого цвета, тонко- и мелкообломочных пепловых туфов андези-дацитового состава. Являясь маркирующим горизонтом в основном в пределах вышеуказанных месторождений, он подстилает мощную пачку слоистых, желтовато-белых туфов низов машаверской свиты, с которыми пространственно связано оруденение разного типа. Отличается также разрез правого склона ущ. р.Машавера, в районе с.Дунус, где над фаунистически датированными нижнеуронскими туфами залегают массивные вулканические брекчии риодацитового состава. В них редко встречаются отдельные маломощные пачки разнообломочных туфов аналогичного состава. Мощность этих образований 250 м.

Таким образом, исходя из вышеизложенного следует, что в рассматриваемой литолого-стратиграфической схеме резко сужается возрастной диапазон машаверской свиты, который, судя по фаунистическим данным, соответствует раннему сантону.

На основании качественно новых детальнейших данных, нами по-иному представлена современная тектоническая структура изученного района. Предыдущие исследователи рассматривали эту территорию как крупную широкую синклираль, расположенную между Локским и Храмским выступами доюрского фундамента. Считалось, что эта структура была сложена многочисленными мелкими брахиформными и куполовидными складками разного направления и рассечена малоамплитудными разрывными нарушениями. Формирование складчатой структуры района, по их мнению, происходило в течение длительного периода, в интервале проявления ларамийской-валахской фаз складчатости (П.Гамкрелидзе, 1965; И.Гамкрелидзе, 1984). Эти представления о сложном складчатом синклинальном строении ЮВ Грузии, которые бытовали в течение десятилетий, изменились благодаря детальным геолого-структурным исследованиям авторов статьи. Было установлено, что в действительности, современная структура рассматриваемой Болнисской зоны представляет собой пологую (15-25°), слабоволнистую, наклоненную на север моноклираль, осложненную многочисленными разрывными нарушениями. Они имеют крутое (75-85°) падение в основном на север, а также на юг, различную кинематику и амплитуды смещения. Эти разломы расчленяют нескладчатый мезозойский чехол на множество разновеликих блоков, которые испытывают контрастные дифференциальные субвертикальные движения, в разрезе придающие ей вид типичной глыбовой структуры (см. профили I-I' и II-II').

Необходимо подчеркнуть, что в рассматриваемом районе отсутствуют четко выраженные складчатые структуры. Здесь пликвативные дислокации представлены лишь плавными и пологими изгибами слоев. Лишь иногда вдоль швов разрывных нарушений локально развиты единичные приразломные, надразломные и межразломные складки, представленные мелкими складками и полускладками, а также пологими и крутыми флексурами, которые выделяются на фоне пологого моноклиального залегания слоев. Эти морфологические особенности позволяют отнести пликвативную структуру изученного региона только к одному генетическому типу – глыбовой, или отраженной складчатости.

Важнейшими тектоническими структурами в изученном районе являются разрывные нарушения разного типа, которые довольно разнообразны по амплитудам смещений, протяженности, ориентировке и морфологии. Наиболее крупные из них, имеющие региональное значение, представляют собой разломы глубинного заложения, которые разграничивают Локский и Храмский выступы доюрского кристаллического фундамента от мезо-кайнозойского осадочного чехла (см. вкладку).

Разлом глубинного заложения, проходящий по южной периферии Храмского выступа фундамента, в геологической литературе известен как Мамулойский разлом. Имея широтное простираие, он представляет собой крутопадающий на север под углом 85° взброс, вдоль которого соприкасаются гранитоидный комплекс Храмского массива, ниже-среднекарбоновые нижние туффиты, различные горизонты нижней юры и свиты верхнего мела - шоршолетская вулканогенно-осадочная (верхи верхнего сантона) и тетрицкаройская известковистая (кампан-даний). Следовательно, принимая во внимание суммарную мощность этих образований, можно предположить, что неполная амплитуда смещения вдоль рассматриваемого разлома составляет более 3,5 км, при этом приподнято северное крыло. А в западном направлении рассмотренный разлом перекрывается неоген-четвертичными долеритовыми лавовыми потоками и покровами. К востоку же он проходит по контакту соприкосновения нижнеюрских сланцевых и верхнемеловых известняковых отложений. Далее к востоку он также перекрывается четвертичными долеритами, а затем молассовыми отложениями межгорной впадины. В южном крыле разлома широко развиты параллельные ему дайки диабазового состава.

В отличие от вышеизложенного, глубинный разлом, проходящий вдоль северной периферии Локского выступа доюрского фундамента, в природе выражен менее четко. Он на дневную поверхность выступает в виде субширотного сброса, который круто, под углом 85° наклонен на север. Наименьшая неполная амплитуда перемещения по разлому в западной части региона несколько превышает 100 м. К востоку она постепенно возрастает и достигает 1,5 км. Увеличение амплитуды перемещения, вероятно, указывает на сложное поперечное блоковое строение Локского поднятия, характеризующееся контрастными вертикальными движениями. В западной части района северного опущенного крыла этого нарушения выступают древнейшие отложения осадочного чехла – песчано-конгломератовые (гетанг-синемюр) и песчано-сланцевые (плинсбах-тоар) отложения нижней юры. В южном же, висячем крыле разлома выступают образования доюрского кристаллического фундамента, на которые в районе с.Сафарло трансгрессивно налегают конгломерат-песчанистые отложения гетанг-синемюра, а в восточном направлении вдоль нарушения с ними контактируют более молодые образования средней и верхней юры и верхнего мела. Следовательно, этот крупный разлом представляет собой серию разномасштабных крутопадающих сбросов, вдоль которых в северном направлении происходит ступенчатое погружение кристаллического фундамента. В зоне этих разломов залегают субпараллельно расположенные дайки, в основном диабазового и дацитового состава. Рассмотренное нарушение, являясь составной частью крупного регионального разлома субширотного простираия, разграничивает Локско-Карабахскую зону от Артвинско-Болнисской глыбы, прослеживаясь за пределами Грузии как в восточном, так и западном направлениях (И.Гамкрелидзе, Шенгелия, 2005).

Разрывные нарушения меньшего масштаба весьма многочисленны и развиты в основном в осадочном чехле и доюрском фундаменте. Среди разрывов выделяются нарушения, в основном, северо-западного (аз. $300-320^\circ$), северо-восточного (аз. $20-40^\circ$) простираий, а также разрывы близдолготной (аз. $0-10^\circ$) и субширотной (аз. $265-275^\circ$) ориентировки. В плане они прямолинейны и характеризуются различной протяженностью. По типу перемещений они представляют собой взбросы, сбросы или сбросо- и взбросо-сдвиги с крутыми ($75-85^\circ$) углами падения. Характер расположения разрывов различного генетического типа, представленных разрывами скальвания со сдвиговой кинематикой СВ и СЗ ориентировки, а также взбросов и сбросов субширотного и близдолготного направления, свидетельствуют об их возникновении в обстановке субмеридионального тангенциального сжатия. Разрывным нарушениям принадлежит ведущая роль в формировании тектонической структуры исследованной территории. Эти разломные нарушения расчленяют верхнемеловую вулканогенно-осадочную серию на отдельные блоки различного размера и, тем самым, определяют стиль ее деформации. В результате дифференциальных перемещений вдоль отдельных разломов разновозрастные свиты и толщи оса-

дочного чехла соприкасаются друг с другом и, тем самым, обуславливают мозаично-блоковое в плане строение Болнисской тектонической зоны.

В пределах изученной территории широким развитием пользуются, в основном, прорывающие мезозойский вулканогенно-осадочный чехол, дайки и дайковые комплексы разного состава, которые приурочены к крупным глубоко залегающим разломам. Они, имея аналогичные с разломами простирания, трассируют разломные зоны, а также подобно ориентированные зоны повышенной трещиноватости пород. Одним из авторов предлагаемой статьи (Г.Надареишвили, 1978; Гамбашидзе, Надареишвили, 1987) ранее было высказано предположение, что дайки и их комплексы, являясь корнями меловых вулканов, преимущественно трещинных излияний (в случае базальтов и андезитов) и извержений (в случае риолитовых и риодацитовых игнимбри-тов), представляли собой подводящие каналы. Вдоль них магматические расплавы поднимались из глубокозалегающих магматических камер и очагов, в коре или в верхней мантии. Они внедрялись в уже существующие разломы, используя их в качестве путей следования магмы к дневной поверхности. При этом раскрытие большинства из этих структур северо-западного и северо-восточного простираний во времени опережало внедрение магмы, т.е. они уже существовали до проникновения в них магматических расплавов, что свидетельствует о непосредственной связи даек с разломами глубинного заложения.

Геолого-структурный разрез между Локским и Храмским выступами доюрского кристаллического фундамента (профиль I-I')

В южной части исследованной территории мезозойский осадочный чехол тектонически соприкасается с Локским выступом фундамента (расстояние 1630 м). Разграничивающий их разлом представляет собой сброс, который круто, под углом 85° наклонен на север. Неполная амплитуда перемещения по этому нарушению составляет 100 м. В северном крыле разлома на дневную поверхность выступают древнейшие отложения чехла - песчано-конгломератовые образования геттанг-синемюра. Вверх по разрезу за ними следуют песчано-сланцевые отложения плинсбахско-тоарского возраста. Эти породы полого, под углом 25° , падают на север (1100 м). Севернее, по р.Мошевани, в этих отложениях проходит сброс, по которому разные горизонты нижнеюрских образований соприкасаются друг с другом. Этот разлом падает на север под углом 75° . Амплитуда смещения по нему - 300 м. В этом тектоническом блоке поверхность кристаллического фундамента расположена на разных глубинах. На юге, вблизи контакта с Локским выступом, она расположена на 1250 м выше абсолютного нуля. В северном направлении фундамент погружается под углом 25° и у контакта соседствующего с юга блока находится на глубине 450 м выше абсолютного нуля.

Севернее вышеописанного нарушения пологопадающие плинсбахско-тоарские песчано-сланцевые отложения (1050 м) на левом склоне ущ. р.Мошевани прорваны дайковым комплексом. Последний состоит из крутопадающих на север, под углом 80° , даек диабазового (мощн. 30 м) и дацитового (30 и 180 м) составов. Крайне северное тело рассматриваемого комплекса срезано сбросом (амплитуда до 100 м), по которому оно соприкасается с нижними горизонтами средне-верхнесеноманской цераквской свиты. Кристаллический фундамент в этом блоке несколько приподнят и расположен на глубинах 450-750 м выше абсолютного нуля. В севернее расположенном, сравнительно широком тектоническом блоке (2600 м), цераквская свита залегает в виде слабоволнистой моноклинали и падает на север под углом $15-25^\circ$. В крайне северной части выхода рассматриваемой свиты, на южном склоне ущ. р.Карасу, проходит крутопадающий на север сброс с амплитудой перемещения до 60 м. В этом блоке поверхность фундамента залегает полого и наклонена к северу под углом 10° . Глубина ее залегания колеблется в пределах 100 м выше и 450 м ниже абсолютного нуля.

Далее, на север, в русле р.Карасу, на отложения цераквской свиты (230 м) согласно налегает нижнетуронская дидгвердская свита, которая в 200 м севернее срезана крутопадающим на север сбросом. За ним в небольшом тектоническом блоке обнажена нижнесан-тонского возраста машаверская свита. Амплитуда перемещения по данному сбросу составляет 400 м. Машаверская свита падает на север под углом 20° . На ней согласно залегает тандзийская свита, возраст которой - низы верхнего сантона (210 м). Севернее она срезается сбросом, который под углом 80° падает на север с амплитудой перемещения 100 м. В северном крыле данного разлома выходят вулканогенные образования гасандамской свиты (1920 м), которая соответствует сред-

ней части верхнего сантона. В этих образованиях проходит незначительного масштаба крутопадающий на север сброс с амплитудой перемещения около 50 м.

В районе водораздела Машавера-Карасу гасандамская свита согласно сменяется образованиями шоршолетской свиты, соответствующей верхней части верхнего сантона. Разные стратиграфические горизонты этих двух свит трансгрессивно, с глыбовыми брекчия-конгломератами в основании, перекрываются среднеэоценовой вулканогенно-осадочной формацией. Верхне-сантонские отложения рассматриваемого блока характеризуются слабоволнистым залеганием и падают на север под углом 16-20°.

На участке профиля между р.Карасу и водоразделом Карасу-Машавера породы кристаллического фундамента постепенно, ступенчато опускаются по вышеописанным крутопадающим разломам к северу под углом 15-20°. Поверхность фундамента расположена на глубинах 450-1750 м ниже абсолютного нуля. Следует также отметить, что на рассматриваемом участке профиля т.н. "продуктивная" машаверская свита нижнесантонского возраста так же, как и фундамент, погружается к северу и в пределах водораздела Карасу-Машавера расположена на глубинах 400-800 м от дневной поверхности.

Далее на север шоршолетская свита (1150 м) тектонически, по взбросу, контактирует с образованиями гасандамской свиты. Разлом круто, под углом 80°, падает на север. Амплитуда перемещения - 200 м. Гасандамская свита на профиле вырисовывается в виде пологой широкой синклинали с углами падения крыльев 10-15°. На правом склоне ущ. р.Машаверы рассматриваемая свита с большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием перекрыта нижнечетвертичным Машаверским лавовым потоком долеритового состава (ширина 500-700 м).

В пойме р.Машаверы под лавовым потоком проходит взброс, по которому образования гасандамской свиты соприкасаются с машаверской свитой нижнесантонского возраста. Отмеченное нарушение круто (80°) наклонено на север. Амплитуда перемещения по нему соответствует 700 м. В этом блоке кристаллический фундамент погружен на 1600 м ниже абсолютного нуля, а машаверская свита залегает на глубине 800 м от дневной поверхности.

Далее по профилю машаверская свита с севера срезается крутопадающим, под углом 80°, сбросом, наклоненным на север (амплитуда - 350 м). В этом узком тектоническом блоке, шириной до 200 м, указанная свита падает на север под углом 10°. Здесь поверхность фундамента резко приподнята и залегает на глубине 850 м ниже абсолютного нуля. Севернее, до южного контакта гантиадского экстрезива (1350 м), обнажена тандзийская свита, падающая на север под углом 15°. Эти образования прорваны гантиадским экстрезивом риолитового состава, периферическая часть которого сложена роговообманковым дацитом. Последний, по нашим исследованиям, сечется экстрезивом риолитового состава. Кроме того, южнее этого тела тандзийская свита прорвана дайкой базальтового состава (85 м). Отметим, что в средней части гантиадского экстрезива проходит крутопадающий (85°) на север сброс с опущенным на 200 м северным крылом. На северной периферии рассмотренного экстрезивного тела, так же, как и южной, выходит узкая полоса роговообманкового дацита, которая контактирует с расположенными севернее образованиями гасандамской свиты. Последняя прослеживается вдоль профиля на расстоянии 1000 м и залегает субгоризонтально. В средней части данного выхода проходит небольшой амплитуды (50 м) крутопадающий (80°) на север сброс.

В вышерассмотренных тектонических блоках, граничащих с гантиадским экстрезивом, поверхность кристаллического основания залегает на глубинах 1300-1500 м ниже абсолютного нуля, а "продуктивная" свита - на глубинах 300-850 м от поверхности.

Севернее с вышерассмотренной гасандамской свитой тектонически контактируют вулканогенные образования нижнесантонской машаверской свиты (350 м). Разрывное нарушение, проходящее между этими свитами, представляет собой крутопадающий (85°) на юг сброс с амплитудой перемещения до 900 м. С севера породы машаверской свиты срезаются крутопадающим (80°) на юг взбросом с амплитудой перемещения до 50 м. В его северном крыле обнажены незначительной мощности низы пологопадающей на север (270 м), под углом 10°, тандзийской свиты, которая в этом блоке согласно налегает на машаверскую свиту.

Далее на север, до русла р.Гедечай, на протяжении 2,6 км вдоль профиля обнажаются кислые вулканогенные породы "продуктивной" машаверской свиты. Ее выходы здесь осложнены взбросами с амплитудой перемещения до 100 м. Они наклонены на север под углом 80°. Породы отмеченной свиты в основном залегают полого и под углом 5-10° падают на юг. В пределах южного тектонического блока на профиле вырисовывается открытая асимметричная

антиклинальная складка с углами падения крыльев 20-30°. Породы машаверской свиты в крайне северном блоке на правом склоне ущ. р.Гедечай прорваны субвертикально залегающими дайками андезитового состава (150, 80 и 35 м). На этом отрезке профиля, шириной до 3 км, кристаллический фундамент резко (на 800 м) приподнят и его поверхность, слабо наклоненная на юг, залегает на глубинах 300-700 м ниже абсолютного нуля.

В русле р.Гедечай проходит крупный сброс с амплитудой перемещения до 1,7 км. По этому нарушению "продуктивная" нижнесантонская машаверская свита соприкасается с шоршолетской свитой верхней части верхнего сантона. Севернее, вплоть до Храмского выступа фундамента, из-за резкого погружения "продуктивной" толщи под более молодые горизонты верхнего мела, она на дневную поверхность не выступает. Шоршолетская свита (910 м), выступающая в северном крыле вышеотмеченного сброса, в основном залегает полого и падает на север под углом 10°. Вблизи разлома отмечается небольшой антиклинальный перегиб слоев. Севернее, в районе с.Ормашени, на шоршолетскую свиту согласно налегают известняки тетрицкаройской свиты кампан-датского возраста (1100 м), которые с севера срезаются сбросом. Отметим, что в районе развития известняков встречаются породы кислого состава, выходы (170 м) которых часто изометрической формы. Факт непосредственного прорыва этими образованиями кампан-датских известняков нами достоверно не установлен. Изометрическая форма этих пород, а также близкое расположение их выходов к известнякам позволяет предположить, что они, являясь секущими образованиями, прорывают карбонатные отложения кампана-дания. Отмеченный выше разлом проходит в известняках и круто (80°) падает на юг. Амплитуда перемещения по нему составляет 200 м. Несколько севернее, в 0,5 км, проходит, параллельный вышеописанному, сброс с амплитудой перемещения 400 м, по которому эти известняки контактируют с породами шоршолетской свиты. В этом узком (500 м) тектоническом блоке кампан-датские известняки под углом 15° наклонены на север. Вблизи разлома, ограничивающего рассмотренный блок с севера, отмечается небольшой антиклинальный изгиб слоев. На этом отрезке профиля поверхность кристаллического фундамента резко (на 1,7 км) погружена под осадочный чехол и залегает на глубине около 2 км ниже абсолютного нуля. Глубина залегания машаверской свиты составляет 1,7-2 км от дневной поверхности.

Далее на север, в сравнительно крупном (3050 м) тектоническом блоке обнажена шоршолетская свита, залегающая в виде наклоненной на север, слабоволнистой моноклинали, с падением слоев 10-15°. В ущелье правого безымянного притока р.Карабулах, в 2,2 км южнее их слияния шоршолетская свита срезается крутопадающим (80°) на юг сбросом с амплитудой перемещения до 700 м. По этому нарушению вышеуказанная свита соприкасается с образованиями гасандамской свиты. В пределах разломной зоны отмеченные выше свиты прорваны субвертикально залегающими дайками базальтоидов (35, 40 и 110 м). Фундамент этого блока, по сравнению с последними южными блоками, приподнят на 450 м и расположен на глубине 1,5-1,8 км ниже абсолютного нуля. Машаверская же свита расположена на глубине 1,6-1,7 км от дневной поверхности.

В расположенном севернее тектоническом блоке (3060 м) обнажаются гасандамская и шоршолетская свиты верхнего сантона. Они полого, под углом 15-20°, падают на север. Здесь кристаллический фундамент под углом 10-15° наклонен на север и залегает на глубинах 1,6-2,2 км ниже абсолютного нуля. "Продуктивная" машаверская толща в этом блоке расположена на глубине 1,1-1,7 км от поверхности земли.

Севернее, до южного края Храмского выступа доюрского кристаллического фундамента, расположен наиболее сложный в тектоническом отношении отрезок описываемого разреза. На этом участке (4300 м) обнажены вулканогенная шоршолетская и карбонатная тетрицкаройская свиты. В целом, пологая моноклинали структура, падающая на север под углом около 20°, расчленена многочисленными крутопадающими (80-85°) взбросами и сбросами, амплитуды смещений по которым варьируют в пределах 50-250 м. Вдоль разрывных нарушений наблюдаются приразломные деформации в виде пологих и крутых флексур, а также мелких синклинальных и антиклинальных структур. Поверхность фундамента в пределах этого отрезка профиля ступенчато опускается к северу и расположена на глубине 2,2-2,8 км ниже абсолютного нуля. "Продуктивная" машаверская свита здесь залегает на глубине 1,8-2,8 км от поверхности земли. По нашим предположениям, в этой части исследованного района верхняя часть фундамента представлена верхнепалеозойской вулканогенной толщей ("нижние туффы"), мощность которой в северном направлении постепенно должна возрастать. Об этом свидетельствуют мощные

выходы этих пород на перифериях Храмского выступа. Кроме того, наличие нижнеюрских отложений на обрамлении отмеченного выступа несомненно свидетельствует о существовании в пределах рассматриваемого участка профиля этих образований в низах осадочного чехла.

Крупный региональный разлом Мамуло, разграничивающий мезозойский чехол от Храмского выступа фундамента, представляет собой крутой (80°), падающий на север, взброс. Неполная амплитуда смещения по разлому в данном пересечении составляет 3,7 км. Вблизи этого нарушения развиты субвертикальные дайки диабазов (50 и 55 м).

Анализируя материал вышеописанного структурно-геологического профиля, можно заключить, что территория, между Локским и Храмским выступами кристаллического фундамента характеризуется сложным блоковым строением. Доюрский фундамент совместно с его мезозойским вулканогенно-осадочным чехлом сложен многочисленными разрывными нарушениями. Примечательно, что при стабильном крутом ($75-85^\circ$) залегании направление их падения по всей структуре не постоянное. На юге, от Локского выступа до северной периферии гантиадского экстрозива разломы падают на север. В средней части профиля между отмеченным экстрозивом и р.Карабулах их падение как северное, так и южное. На севере, от ущ. р.Карабулах до Храмского выступа фундамента разрывные нарушения характеризуются крутыми северными падениями. Наиболее крупным из них, имеющим региональное значение, является взброс Мамуло, проходящий по южному краю Храмского выступа фундамента. Необходимо подчеркнуть, что разрывное нарушение подобного ранга на периферии Локского выступа не наблюдается.

Тектонические блоки, разграниченные разрывными нарушениями, перемещены относительно друг друга с различной амплитудой. В связи с этим структура исследованной территории в данном пересечении представляет собой чередование приподнятых и опущенных блоков. Поэтому морфология поверхности фундамента между Локским и Храмским выступами ступенчатая. Здесь же следует отметить, что от Локского выступа фундамент ступенчато опускается от выступа к северу, а на южной периферии Храмского выступа, в отличие от вышесказанного, ступеньки фундамента погружаются в том же направлении, но в сторону выступа кристаллического фундамента.

От северного края Локского выступа кристаллическое основание плавно, под углом $15-25^\circ$, опускается в северном направлении и под поймой р.Машавера залегает на глубине около 1,7 км ниже абсолютного нуля. Далее, до северной периферии гантиадского экстрозива, фундамент несколько приподнят и расположен на глубине 1,5 км. Севернее, до ущ. р.Гедечай, наблюдается резкий подъем поверхности кристаллического основания. Здесь на протяжении 3 км она залегает на глубине 0,3-0,7 км ниже абсолютного нуля. Следовательно, фундамент на данном участке профиля приподнят на 0,8-1,7 км, по сравнению с соседними блоками.

Еще севернее, не доходя 1 км до поймы р.Карабулах, происходит резкое опускание фундамента. Здесь он расположен на глубинах 1,6-2 км. В следующем тектоническом блоке поверхность его поднята выше на 0,7 км, находясь на глубине 1,3 км. Далее, в северном направлении, она полого, под углом $10-20^\circ$, погружается и залегает на южном крае Храмского выступа на глубине 2,8 км ниже абсолютного нуля.

Таким образом, как видно из вышеизложенного, в пределах исследованного района поверхность фундамента в целом полого, под углом $10-20^\circ$, погружается с юга на север. В этом же направлении увеличивается глубина ее залегания от земной поверхности - от 0,1 км на северной периферии Локского выступа до 3,7 км у южного края Храмского выступа.

Геолого-структурный разрез от р.Локчай до с.Акаурта (профиль П-П')

В южной части исследованного района вдоль р.Локчай выходят среднеюрские гранитоиды Локского выступа фундамента. На этом комплексе со стратиграфическим несогласием, с 2-метровым слоем конгломерата в основании, расположены древнейшие породы осадочного чехла, песчано-сланцевые отложения гетанг-синемюрского возраста (длина отрезка 210 м), которые с небольшой волнистостью под углом $65-75^\circ$ падают на север. Эти отложения сверху перекрыты покровом базальтового состава (мощн. 30 м). За ним следуют два взброса, с двухметровыми зонами дробления каждый, которые круто, под углами 80° и 75° наклонены к юго-западу. Общая амплитуда перемещения по ним составляет 100-110 м. Сразу за северным взбросом следуют две дайки риолитового состава, которые под углами $80-85^\circ$ падают на юго-

запад. Вверх по разрезу за ними следуют песчано-сланцевые отложения плинсбах-ааленского возраста (800 м), падающие на север под углами 65-70°. В средней части этого участка расположены покров и слой туфов базальтового состава. Весь комплекс юрского возраста, со слоем конгломератов в основании, перекрыт породами опретской свиты нижнесеноманского возраста, которые круто, под углом 60° падают на север. В этом тектоническом блоке поверхность фундамента круто (65-75°) опускается на север от 1000 м выше абсолютного нуля до 2000 м ниже абсолютного нуля.

Севернее выходит интрузивное тело, шириной 1400 м, состоящее из порфириовидного кварцевого диорита. Еще севернее выходят цераквская, дидгвердская, ангреванская и машаверская свиты сеноман-нижнесантонского возраста, которые полого, под углами 30-40°, падают на север. Ограничивающий этот блок сброс падает на северо-восток под углом 80°, с амплитудой перемещения 100 м. Поверхность фундамента, на этом участке, расположена на глубине 1000-1500 м ниже абсолютного нуля.

Далее в структуре наблюдается флексурный изгиб, где крутозалегающие толщи переходят в более слабо наклоненные слои. К северу нижнесантонская машаверская свита занимает обширную площадь до с.Квеша. В следующем северном блоке (3380 м) эти породы расположены полого и под углами 20-25° падают на восток и юго-восток. В средней части видны два взброса с амплитудами перемещения 100 и 50 м и углами падения 80° на северо-запад и северо-восток. В южной части наблюдается дацитовое тело шириной 180 м, а в северной - риолитовое и дацитовое тела с общей шириной 650 м. Этот блок с севера ограничен взбросом с амплитудой перемещения 150 м и падающим круто (75°) на юго-восток (р-н г. Пилортепе). На этом участке поверхность фундамента находится на глубине 1300-1500 м ниже абсолютного нуля.

Расположенный севернее блок (2620 м) характеризуется сложным строением. Здесь представлены 9 взбросов, падающих на северо-запад и северо-восток под углами 80-85°. В средней части этого блока также видны 3 взброса юго-западного и юго-восточного направления с углами падения 75-85°. Здесь толщи "продуктивной" машаверской свиты полого (15-20-25°) падают на восток, север и северо-восток. На участке 880-1260 м (390 м) падение слоев юго-западное под углом 30°. В ее пределах расположено Маднеульское барит-медно-колчеданное рудное тело.

Следующий севернее блок (800 м) с севера ограничен взбросом северо-западного направления, падающего под углом 80° и с амплитудой перемещения в 80 м. Здесь толщи "продуктивной" машаверской свиты полого падают на юго-восток под углами 15-25°. В северной части расположен экструзив (300 м) риолитового состава.

В следующем блоке (880 м) слои машаверской свиты создают пологую синклиналь с элементами залегания $280^\circ \angle 10^\circ$ и $75-80^\circ \angle 15-25^\circ$, которая с севера ограничена взбросом северо-западного направления, под углом 80°. Амплитуда перемещения этого взброса 80 м. В северной части этот блок сечет экструзив (120 м) риолитового состава.

В начале следующего блока (1400 м), в середине которого возвышается г. Диди-сери, наблюдается взброс, падающий на северо-запад под углом 80°. Здесь породы "продуктивной" машаверской свиты полого падают на северо-запад под углами 15-35°.

Севернее, в следующем блоке (1000 м), толщи машаверской свиты моноклинально падают на северо-восток под углом 20° и ограничены взбросом, падающим на северо-восток под углом 80°. Амплитуда перемещения по ней составляет 200 м. В средней части этот участок сечет экструзив (450 м) риолитового состава.

Далее на север до ущ. р.Машавера выходит крупное (1150 м) экструзивное тело риолитового состава. На этом участке, через сс. Кианети, Абдало и Квеша, основные породы перекрыты четвертичными отложениями. Выходы машаверской свиты можно наблюдать вдоль поймы р.Машавера. В с.Кианети проходит взброс северного падения с углом 80° и амплитудой перемещения 400 м. Севернее слияния с р.Гега наблюдается взброс юго-юго-западного падения, с углом падения 80°. Амплитуда перемещения по этому взбросу составляет 100 м. Южнее к этому нарушению примыкает экструзив (450 м) риолитового состава. На этом участке (3370 м) толщи "продуктивной" машаверской свиты падают на северо-восток под углами 10-30°.

В северном блоке, на территории с.Квеша, выходят породы верхнесантонской тандзийской свиты (750 м), падающие на северо-восток под углом 30°. Далее эти породы секутся экструзивом риолитового состава (650 м), который посередине рассечен взбросом с амплитудой

перемещения 750 м. Его падение северо-восточное под углом 80°. Севернее также выходит экструзив дацитового состава (500 м). Залегающие между этими секущими телами слой танзийской свиты падают на северо-восток под углом 30°. Здесь поверхность фундамента залегает на глубинах 2000-2500 м ниже абсолютного нуля.

Севернее, в с.Акаурта этот разрез сечет южную часть большого секущего тела дацитового состава (720 м). Его в свою очередь секут диагонально расположенные две дайки андезитового и базальтового состава, соответственно имеющие мощности 20 и 30 м. Далее наблюдаются два секущих тела базальтового и риолитового состава, мощностью, соответственно, 60 и 100 м. Этот блок занимают толщи верхнесантонской гасандамской свиты, падающие на юго-восток под углом 15°. Этим блоком заканчивается взброс, с амплитудой перемещения 200 м и падает на северо-восток под углом 80°.

К северу после 1250- метрового участка выходят породы долеритового состава верхне-неоген-четвертичного возраста, падающие на север под углами 5-10°. На этом участке, на 1030 м, наблюдается взброс, падающий на запад под углом 70°. Амплитуда перемещения по нему составляет 100 м. До этого взброса выходят слои верхнесантонской гасандамской свиты, падающие на восток под углами 10-25°. Здесь же выходят два андезитовых (25 и 60 м) и два риолитовых (100 и 50 м) секущих тела. Севернее, после взброса, выходят породы шориолетской свиты (верхи верхнего сантона), падающие на восток под углами 20-25°. На этом последнем участке поверхность фундамента залегает на глубине свыше 3000 м ниже абсолютного нуля.

Сопоставление геолого-структурных материалов (профиль I-I') с геофизическими данными

Для решения ряда геологических вопросов как научного, так и практического значения, важная, порой первостепенная роль придается расшифровке глубинного геологического строения региона. Среди этих вопросов основными являются определение глубины залегания поверхности фундамента, характера его строения и морфологии, решение которых в первую очередь основывается на комплексных геофизических исследованиях. Однако, часто между геофизическими и геологическими данными отмечаются существенные разногласия, что порой вызывает разнозначную трактовку глубинного геологического строения региона.

Следует отметить, что данные, полученные нашими детальными геолого-структурными исследованиями в ряде случаев хорошо согласуются, а иногда противоречат материалам геофизических исследований. В частности, расхождения в основном наблюдаются в данных о глубине залегания поверхности доюрского кристаллического фундамента, что наиболее четко вырисовывается на профиле I-I' 1:100 000 масштаба (см. вкладку), проходящего в субмеридиональном направлении на пересечении Локского и Храмского выступов фундамента. Учитывая сказанное, авторам интересно было провести анализ сопоставления результатов, полученных геолого-структурными и геофизическими исследованиями о глубинном геологическом строении изученной территории.

По геофизическим исследованиям (Н.Гамкрелидзе, 1980), поверхность доюрского кристаллического фундамента между Локским и Храмским выступами фундамента расположена на глубинах 0,5 км ниже и на 0,8-1,3 км выше абсолютного нуля. Морфологически поверхность фундамента представляет собой симметричную синклинали, с пологим (до 3-5°) наклоном крыльев, ось которой проходит по руслу р.Гедечай.

В отличие от этих данных, наши исследования показывают, что фундамент на пересечении Локского и Храмского выступов фундамента залегает на глубинах 1,2 км выше и 2,8 км ниже абсолютного нуля. Поверхность его в общем имеет форму моноклинали, которая полого, под углом 10-25°, наклонена на север. В средней части профиля, между северным контактом гангиадского экструзива и руслом р.Гедечай, фундамент по разломам резко приподнят на 0,8-1,7 км над соседними блоками. Ширина этого поднятия 3 км. Таким образом, существенное расхождение между геолого-структурными и геофизическими данными заключается в приуменьшении на 2,3 км глубины залегания поверхности фундамента методами геофизического исследования. Кроме того, расхождение отмечается также в отношении конфигурации поверхности фундамента. В частности, на профиле севернее р.Гедечай фундамент плавно опускается в сторону Храмского выступа, в то время как по геофизическим материалам отмечается противоположная картина - фундамент плавно поднимается в сторону отмеченного выступа. Лишь

в средней части профиля, там, где по нашим данным, расположен приподнятый блок фундамента, наблюдается совпадение геологических и геофизических данных. На остальных же участках профиля поверхность доюрского фундамента по геофизическим показателям проходит в пределах опретской и цераквской свит, по подошве или кровле "продуктивной" машаверской свиты или же на разных уровнях гасандамской свиты.

Из вышеизложенного следует, что на составленном нами профиле поверхность фундамента по геофизическим данным во всех случаях совпадает со свитами, сложенными вулканическими породами кислого состава. Исходя из этого, можно предположить, что в районе изученной территории геологическими методами, очевидно, фиксируется не поверхность фундамента, а какая-то иная поверхность, скорее всего кровля одной из верхнемеловых свит кислого - дацитового или риолитового состава, которая по своим физическим параметрам близка породам гранито-метаморфического комплекса доюрского фундамента.

По данным геофизических исследований (Н.Гамкрелидзе, 1980), в пределах изученного района выделяются межзональные и внутризональные разломы. Кроме того, выделяются также разрывные нарушения, развитые в фундаменте в низах осадочного слоя. На составленном нами профиле некоторые из перечисленных нарушений пересекаются. При сопоставлении этих разрывных нарушений с разломами, установленными методами геолого-структурных исследований, выясняется, что ряд нарушений, выделенных геофизическими методами, геологическими исследованиями не фиксируются. В ряде случаев отмечается совпадение разрывных нарушений, выделенных разными методами, но при этом наблюдаются несоответствия их простираний.

Так, например, крупный межзональный разлом, выделенный геофизическими методами, проходит по северной периферии Локского выступа по линии Земо Карабулах-Шиндиляр на западе и пос. Садахло на востоке (Н.Гамкрелидзе, 1980). Он выявлен в аномальном магнитном поле, в котором отдельные локальные аномалии цепочками располагаются вдоль зоны и отображают залегающие на глубине секущие тела основного состава. В зоне разрывного нарушения гравитационное поле нарушено слабо, т.е. происходит его плавный переход от Локского выступа в северном направлении, что, по мнению Н.П.Гамкрелидзе (1980), обусловлено неглубоким залеганием фундамента севернее вышеуказанной зоны нарушения. Следует отметить, что в этом отношении геолого-структурные данные, полученные нами, вполне соответствуют вышеизложенному. В частности, как это явствует из профиля I-I', вдоль северной периферии Локского выступа происходит плавное, с незначительными вертикальными перемещениями (амплитуда до 100-150 м, реже несколько сотен метров) ступенчатое опускание фундамента по крутопадающим, в основном на север, сбросам. Однако здесь, также, как и в предыдущих случаях, расхождения между геофизическими и геологическими данными отмечаются и по глубинам залегания поверхности фундамента.

Наиболее крупным нарушением, установленным геолого-структурными исследованиями, на северной периферии Локского выступа является зафиксированный нами в районе с.Патара Дманиси крутопадающий на юг сброс с амплитудой перемещения 600-650 м. В его северном крыле поверхность доюрского фундамента по сравнению с южнее расположенными блоками, приподнята на 600-1300 м. Отметим, что на сейсмическом профиле Цалка-Шахназар крупное нарушение фиксируется в районе с.Диди Дманиси, т.е. несколько севернее от местоположения выявленного нами сброса. По мнению Н.П.Гамкрелидзе (1980), на сейсмопрофиле зафиксирован выход Цалка-Шиндиляр-Садахлойского межзонального глубинного разлома, с которым связаны землетрясения и гипоцентрами на глубине 5-15 км.

Несколько западнее, на профиле, проходящем на пересечении между Локским и Храмым выступами, вышеотмеченный зональный разлом проектируется в 0,5 км южнее гантиадского экструзива. По нашим исследованиям, в этой части профиля, в 1,7 км южнее контакта указанного тела, в русле р. Машавера, проходит наиболее крупный на этом участке изученного района крутопадающий (80°) на север взброс с амплитудой смещения 700 м. Севернее этого нарушения, в 350 м фиксируется крутопадающий (80°) на север сброс с амплитудой перемещения 350 м. Следует отметить, что в этом узком тектоническом блоке, по сравнению с соседними блоками, поверхность доюрского кристаллического фундамента приподнята на 350-700 м и залегает на глубинах 850-900 м ниже абсолютного нуля. Таким образом, полагаем, что эта зона разрывных нарушений в пределах этой части северной периферии Локского выступа является самым существенным. Поэтому следует считать, что в поверхностной структуре именно

эта зона нарушений является отображением межзонального Цалка-Шиндилир-Садахлойского глубинного разлома, выделенного геофизическими методами. Здесь так же, как и в предыдущем случае (подразумевается разлом в районе с. Патара Дманиси), несоответствие между геологическими и геофизическими данными выражаются в расхождении направлений разрывных нарушений. В частности, выделенный геофизическими методами глубинный разлом в районе с. Гантиади, имеет субширотное простирание ($280-290^\circ$), тогда как разлом, выделенный геолого-структурными исследованиями, простирается на северо-восток. Н.П.Гамкрелидзе (1980) этому разлому совершенно справедливо придает к тому же большое значение в геологическом строении региона, так как он контролировал латеральное распределение литофаций мелового времени.

Наиболее крупным, регионального значения разрывным нарушением (разлом Мамуло), как отмечалось выше, является крутопадающий взброс, который проходит по южной периферии Храмского выступа фундамента, ограничивая его от мезозойского осадочного чехла. По данным Н.П.Гамкрелидзе (1980), это нарушение, именуемое им Южнохрамско-Маднеульским зональным глубинным разломом, в геофизических полях отображено интенсивным гравитационным уступом силы тяжести. Одновременно с этим оно является сейсмоактивным. В частности, вдоль него периодически отмечаются эпицентры землетрясений до 4-5 баллов гипоцентрами на глубине 5-10 км. Автор отмечает, что рассматриваемое нарушение по своей природе является внутрикоровым, так как вдоль него отсутствуют магматические проявления. Он совершенно справедливо подчеркивает также его существенную роль в меловой истории геологического развития этого региона, считая его конседиментационной структурой, контролирующей процессы латерального распределения литофаций в позднемеловое время.

Следует также остановиться на расхождениях геологических и геофизических данных, касающихся глубины залегания доюрского кристаллического фундамента в зоне вышерассмотренного разрывного нарушения. В частности, геолого-структурными исследованиями, как уже отмечалось в конце описания профиля I-I', в южном крыле этого разлома поверхность доюрского основания погружена на глубину 2,8 км ниже абсолютного нуля, т.е. на 3,7 км от дневной поверхности. В отличие от этого, по геофизическим исследованиям (Н.П.Гамкрелидзе, 1980), поверхность доюрского фундамента на этом же участке профиля залегает на 0,75-0,25 км выше абсолютного нуля и далее постепенно погружается к югу. Таким образом, на наш взгляд, амплитуда перемещения по этому разлому по геофизическим материалам значительно уменьшена.

К тому же, по линии профиля I-I' в геофизических материалах не находят своего отражения разрывные нарушения, зафиксированные геолого-структурными исследованиями между рр.Гедечай и Карабулах, а также разлом, проходящий по р.Карабулах. Выделенный геофизическими методами внутризональный разлом, проходящий по руслу р.Гедечай, совпадает с нарушением, выделение которого основано на геолого-структурных исследованиях. Одновременно с этим отмечается также расхождение данных в отношении направления разрывного нарушения. Остальные разломы разного масштаба, установленные нами геолого-структурными исследованиями и нанесенные на профиле I-I', геофизическими методами исследований не зафиксированы.

Заключение

Как видим, в результате проведенного детального геолого-структурного изучения, значительно уточнена схема литолого-стратиграфического расчленения верхнемеловой вулканогенно-осадочной серии Юго-Восточной Грузии. В ранг самостоятельной единицы в разрезе этих отложений выделена ангреванская свита позднеюрон-коньякского возраста.

По-новому трактуется современная складчатая структура рассматриваемого района. В отличие от представлений предыдущих исследователей о его сложном складчатом синклинальном строении, установлена другая, более простая структура. Расположенная между Локским и Храмским выступами доюрского кристаллического фундамента территория, представляет собой пологую ($15-25^\circ$), наклоненную на север практически нескладчатую тектоническую ступень. Мезозойский вулканогенно-осадочный чехол слагает здесь слабоволнистую моноклинал, осложненную ограниченными крутыми разломами с разноамплитудными дифференциально перемещенными блоками, придающими ей вид типичной глыбовой складчатости. Пликативные

дислокации развиты только локально вдоль швов разрывных нарушений различной ориентировки и представлены мелкими единичными приразломными, надразломными и межразломными складками, а также пологими и крутыми флексурами. Образование современной тектонической структуры происходило на новейшем (миоцен-антропоген) этапе развития изученного района, скорее всего, в обстановке направленного на север субмеридионального горизонтального сжатия, обусловленного давлением на Болнисскую зону со стороны воздымающейся Локско-Карабахской зоны, возникающей в процессе формирования Малокавказской структурной дуги.

Авторы полагают, что полученные качественно новые геолого-структурные материалы и их детальное описание могут быть использованы при проведении поисково-разведочных и исследовательских работ в пределах Болнисского рудного района.

Литература

- Баженов М.Л., Буртман В.С. (1990) Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты-Кавказ-Памир. М.: Наука. 167 с.
- Вашакидзе И.Г., Хабелашвили А.И., Пайчадзе Т.А., Патарашвили Т.И. (1982) Составление сводной легенды геологической карты Кавказа масштаба 1:50000 за 1979-1982 годы //Фонды КИМС. Т.1. Тбилиси. 142 с.
- Гамбашидзе Р.А., Надареишвили Г.Ш. (1978) Верхний мел и тектоническое строение //Отчет: "Выделить перспективные площади для рекомендации..." (Адамия Ш.А. и др.). Фонды ГИН АН ГССР. Тбилиси. С. 13-32.
- Гамбашидзе Р.А., Надареишвили Г.Ш. (1987) Строение и этапы становления верхнемеловой вулканогенно-осадочной формации Юго-Восточной Грузии //Матер. V Всес. вулканолог. совещ. Тбилиси: Мецниереба. С.152-170.
- Гамкрелидзе И.П. (1984) Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа /Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 86. Тбилиси: Мецниереба. С. 105-184.
- Гамкрелидзе И.П. (2000) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М. (2005) Докембрийско-палеозойский метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир. 460 с.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М., Швелидзе И.У., Вашакидзе Г.Т. (1999) Новые данные о геологическом строении Локского кристаллического массива и гораскальские метаморфиты //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 114. Тбилиси: Мецниереба. С. 92-117.
- Гамкрелидзе Н.П. (1980) Геофизические поиски в Болнисском рудном районе, обобщение интерпретации матер. геофизич. исследований Болнисского рудного р-на. Фонды ГУ Грузии. 338 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1965) Тектоническое строение района //Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии /Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 1. С. 159-168.
- Гамкрелидзе П.Д., Назаров Ю.И. (1959) Геологическая карта СССР. Серия Кавказская. М-б 1:50000. Листы – Дманиси, Сарчапет, Опрети. Фонды ГУ Грузии. Тбилиси. 302 с.
- Гоголадзе Д.П. (1991) Корни верхнемелового вулканизма Юго-Восточной Грузии. Автореф. кандид. дисс. 20 с.
- Канделаки Н.А. (1950) Отчет Борчалинской г/с партии по работам 1949 г. Фонды ГУ Грузии. Тбилиси. 220 с.
- Надареишвили Г.Ш. (2002) Позднеюрский вулканизм Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 117. С. 21-38.
- Надареишвили Г.Ш., Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П., Гоголадзе Д.П. (1984) Изучение глубинного геологического строения с разработкой рекомендаций по увеличению глубины картирования и поисков маднеульского рудного района. Фонды ГИН АН ГССР. Тбилиси. 91с.
- Надареишвили Г.Ш., Гоголадзе Д.П. (1983) Основы крупномасштабного картирования верхнемеловой вулканогенной формации Болнисского рудного района //Тез. докл. IV Регионального петрограф. совещ. Нахичевань. С. 2.

- Пруидзе М.П., Хабелашвили А.И., Гамкрелидзе М.И., Бахтадзе Ю.К., Бжалава Р.Д., Гогишвили Т.Ш., Сухишвили А.И. (1985) Отчет Болнисской г/с партии по работам 1982-1985 гг. Фонды ГУ Грузии. Т. 1 и 2. Тбилиси. 573 с.
- Хуцишвили О.Д. (1977) Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 56. Тбилиси: Мецниереба. 108 с.
- Хуцишвили О.Д. (1978) Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 60. Тбилиси: Мецниереба. 63 с.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ГРУЗИИ В АНТРОПОГЕНЕ (ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД)

Г.М.Майсурадзе

История геологического развития рельефа Грузии в антропогене (четвертичный период). Г.М.Майсурадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

В работе рассмотрены основные этапы развития рельефа и окружающей среды Грузии в четвертичную эпоху (за последние 2 млн.лет). В стратиграфической последовательности характеризуются причинные связи таких природных явлений, как горное оледенение, трансгрессии и регрессии Черного моря, молодой вулканизм, неотектонические движения и др.

საქართველოს რელიეფის გეოლოგიური განვითარების ისტორია ანთროპოგენში (მეოთხეული პერიოდი). გ.მაისურაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge).

ნაშრომში განხილულია საქართველოს რელიეფის და გარემომცველი გარემოს განვითარების ძირითადი ეტაპები მეოთხეულ ეპოქაში (უკანასკნელი 2 მლნ.წელი). სტრატиграფიული თანამიმდევრობით დახასიათებულია მიზეზობრივი კავშირები ისეთი ბუნებრივი მოვლენებისა, როგორცაა მთათა გამყინვარება, შავი ზღვის ტრანსგრესიები და რეგრესიები, ახალგაზრდა ვულკანიზმი, ნეოტექტონიკა და სხვ.

History of the Geological Evolution of Relief of Georgia in Anthropogene (Quaternary Period). G.Maisuradze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

The work describes the main stages of the evolution of the relief and environment of the territory of Georgia in Quaternary period (the past 2 Ma). In stratigraphic successions, the caus-and-effect interaction of such events as mountain glaciation, transgressions and regressions of the Black Sea, young volcanism, neotectonic movements, etc. are considered.

В масштабах геологического летоисчисления антропоген охватывает весьма короткий отрезок времени – около 1,8-2,0 млн.лет, однако за этот период в Кавказском регионе произошли крупные физико-географические изменения, внесшие определенные коррективы в процесс становления современного рельефа Грузии.

В преддверии эоплейстоцена, в плиоцене в регионе уже существовали мегантиклинорные сооружения Большого Кавказа (Кавкасиони) и Малого Кавказа и сопутствующие им предгорные, межгорные и внутригорные синклинорные депрессии, а также Южно-Грузинское вулканическое нагорье. К эоплейстоцену в горах Большого и Малого Кавказа была хорошо выраженная высотная поясность ландшафтных зон, что должно свидетельствовать о значительных высотах тогдашних горных сооружений.

Общепланетарные осцилляции климата в антропогене сильно влияли на колебания уровня Черного и Каспийского морей, являвшихся базисом эрозии для рек Западной и Восточной Грузии. Ритмично происходившие трансгрессии и регрессии морских бассейнов, совместно с молодыми тектоническими движениями, активно участвовали в формировании мезорельефа и генетических типов четвертичных отложений.

В позднем плиоцене продолжало свое развитие Транскавказское поперечное поднятие, субмеридионально протягиваясь от ставропольского свода до Араратского вулканического массива и ставшее к этому времени водоразделом между бассейнами Черного и Каспийского морей.

Предэоплейстоценовая (предапшеронская) – древневалахская орофаза определила дальнейшее дифференцированное развитие крупных морфоструктур региона. Движения эти носили унаследованный характер и выражались в восходящих сводово-глыбовых движениях антиклинальных морфоструктур и нисходящих – в синклинальных депрессиях.

В эоплейстоцене (в апшероне) в центральном высокогорном сегменте Большого Кавказа имело место оледенение полупокровного и горно-долинного типа (Чегемское оледенение). В

северной предгорной полосе была развита слабонаклонная равнина, сложенная аллювиально-пролювиальными и отчасти флювиогляциальными отложениями. С тектоническими движениями на Большом Кавказе связана активизация вулканической деятельности. Излияние андезитовых лав отмечается на Верхнечегемском нагорье, в Эльбрусском районе.

В апшероне проявились пять трансгрессивно-регрессивных фаз Понто-Каспия. Каспийская трансгрессия по масштабам была меньше предыдущей. Береговая линия моря достигала средней части Иорского плоскогорья. В регрессивные фазы море оставляло почти всю территорию Куринской депрессии.

Гурийская трансгрессия на Черном море не была широкомасштабной. Море вдавалось в глубь Рионской впадины на 45-50 км, регрессии были незначительными.

На фоне тектонических подвижек разной интенсивности и знака обособлялись зоны усиленной эрозии, смыва и аккумуляции грубообломочного материала. На периферии морских бассейнов и в предгорной полосе Большого и Малого Кавказа накапливались делювиально-пролювиальные толщи грубообломочного материала большой мощности, галечники, суглинки. Рыхлые континентальные отложения заполняли синклинальные депрессии низкого порядка, вызывая частичную планацию рельефа. В предгорной полосе на водоразделах рек формировались денудационные поверхности, а в долинах крупных рек – эрозионно-аккумулятивные террасы. В прибрежной полосе морских бассейнов Понто-Каспия отлагались песчано-глинистые фации с гравелитами и мелкогалечными конгломератами, вмещающие характерную для апшерона морскую фауну.

В междуречье Мтквари и Иори сформировалась обширная аллювиальная равнина, ограниченная с севера структурными грядами и возвышенностями Чатминской зоны поднятия. Алазанская долина в эоплейстоцене представляла собой межгорную депрессию, где накапливался грубообломочный материал, снесенный со склонов окружающих ее хребтов. На востоке она сливалась с предгорной наклонной равниной, развитой у подножья южного склона Главного Кавказского хребта.

В Восточной Грузии молодые тектонические движения, сопровождавшиеся складкообразованием, разломами и смещениями блоков, создали в рельефе новые морфоструктурные элементы, в частности Гомборский хребет, гряды Квернаки, Яглуджа и др. Среди отрицательных форм мезорельефа сформировалась Тирифоно-Мухранская депрессия.

В Западной Грузии к эоплейстоцену уже существовали крупные орографические элементы, продолжавшие свое развитие в валахскую фазу тектогенеза. В предгорной полосе Абхазии и Гурии, а также в долинах крупных рек (Ингури, Риони, Цхенисцкали и др.) формировались высокие морские и речные террасы.

В эоплейстоцене продолжается активная вулканическая деятельность, начавшаяся еще в акчагыле. К глубинным разломам были приурочены мощные центральные и трещинные излияния лав, формирование обширных лавовых плато и потоков вдоль палеодолин (Палеохрамы, Палеомашавера и др.), крупных стратовулканов, а также множество мелких вулканических центров, разбросанных повсюду по территории нагорья. Вулканизм носил ареальный характер. Между пульсационными вспышками вулканов на отдельных участках нагорья образовывались компенсационные прогибы, занимавшие озерные водоемы, где отлагались глины, в том числе диатомовые, и вулканический песок.

Эоплейстоценовый вулканизм завершил планацию эрозионного рельефа в областях его распространения. Появились обширные плато с гипсометрией среднегорья и высоко приподнятые вулканические сооружения. Увеличение высоты нагорья было связано как с тектоническими подвижками, так и с аккумуляцией вулканических образований.

На Малом Кавказе, включая и вулканическое нагорье, следы эоплейстоценового оледенения отсутствуют. В экстрагляциальных областях к этому времени существовали пролювиальные условия (Церетели, 1966), определившие формирование мощной толщи галечников.

Ритмичность климатических условий эоплейстоцена на Кавказе в целом определяется по палеоботаническим (Маслова, 1960; Шатилова, 1963, 1968; Исаева-Петрова, 1972), палеонтологическим (Векуа и др., 1985; Лебедева, 1963), литологическим (Кожевников, 1966, 1985) данным. Устанавливаются в основном три фазы похолодания и две потепления. Они синхронизируются с трансгрессивно-регрессивными фазами Понто-Каспийского бассейна. Экологический анализ фауны млекопитающих из озерных и прибрежно-морских отложений эоплейстоцена Цалки, Дилиска, Дманиси, Коцахури, Дуздага и других свидетельствует о существовании в

периоды их обитания континентального, умеренно-влажного и аридного климата в зависимости от широтной зональности ландшафта.

Фактический материал свидетельствует о том, что в эоплейстоцене кривая палеотемператур отражает тенденцию постепенного ухудшения климатических условий. Постепенно исчезают теплолюбивые элементы субтропической флоры, возрастает роль степной растительности. Отдельные представители реликтовой флоры находят убежище в Колхиде и Талыше (юго-восток Азербайджана).

В раннем плейстоцене продолжался позднеорогенный цикл тектогенеза, вызвавший дальнейшее поднятие сводов Большого и Малого Кавказа. В эти движения были вовлечены межгорные депрессии и предгорные равнины. Со склонов горных сооружений выносятся грубообломочный терригенный материал, который отлагался в предгорной полосе, формируя наклонные равнины. В гребневой зоне Кавкасиони, в верховьях долин крупных рек вновь появились ледники, по размерам и объему гораздо более крупные, чем эоплейстоценовые. Вулканическая активность проявилась слабо. Андезитовые лавовые потоки этого возраста известны в Казбекском районе (Мнадонские лавы).

В Понто-Каспийском бассейне начало раннего плейстоцена знаменуется глубокой регрессией (тюрканская – болгарская регрессия). Уровень Черного моря опустился на 80-100 м относительно современного, что, вероятно, привело к переуглублению долин. Тюрканский бассейн Каспия почти полностью покинул территорию Куринской депрессии. Эоплейстоценовые отложения предгорных наклонных равнин подвергаются интенсивному размыву.

Трансгрессии морских бассейнов начинаются почти синхронно; чаудинская – на Черном море, бакинская – на Каспийском. Масштабы чаудинской трансгрессии меньше, чем бакинской. Она вдавалась в глубь суши в Рионской депрессии на 2-3 десятка километров. Однако имеются данные, на основании которых во время чаудинской трансгрессии морской залив в Колхидской низменности вдавался на 100-115 км в современную сушу (Мамаладзе, 1975). В этом случае холмисто-грядовое обрамление равнины следует считать древней береговой линией Черного моря. На Кавказском побережье чаудинские отложения и морские террасы встречаются на тектонически приподнятых или опущенных берегах на высотах от 40 до 140 м.

Воды бакинской трансгрессии покрыли Куринскую низменность вплоть до сегодняшнего Мингечаурского водохранилища. Дифференцированные тектонические движения привели к интенсивному погружению межгорных прогибов, на что указывают большие мощности бакинско-чаудинских морских отложений в ингрессивных заливах.

Продолжающаяся предбакинская тектоническая фаза (валахская) на отдельных участках суши проявлялась в виде складчатых деформаций, в результате которых образовались орографически обособленные элементы рельефа. На фоне прерывистых тектонических подвижек в прибрежных зонах, предгорьях и речных долинах морфологически выделились 3-4 морские и речные террасы.

В Южно-Грузинском нагорье в это время происходили дифференцированные сводово-глыбовые смещения суши. В связи с интенсивным поднятием свода Тriaлетского хребта, охватившим предгорную полосу южного склона, в результате давления с севера были деформированы эоплейстоценовые лавовые покровы с аллювиально-озерными отложениями; произошло формирование моноклиальных морфоструктурных гряд субширотного простирания в Цалкинском районе (бассейн Верхней Храми). В Марнеульском районе к этому времени шло интенсивное погружение, в которое были вовлечены и лавы восточной периферической части Храмско-Машаверского потока.

Вулканическая активность постепенно ослабевает. Многие вулканические центры превращаются в потухшие вулканы (Мзечабуки, Оками, Мргвали мта и др.). Отмечаются отдельные пароксизмальные извержения небольших центров на Самсарском хребте.

На хребтах Малого Кавказа и вулканическом нагорье достоверные следы существования древнего оледенения отсутствуют. Палеоботанический материал свидетельствует о трехкратном изменении климатических условий на вулканическом нагорье Южного Кавказа в раннем плейстоцене. В целом же они были в основном прохладными и влажными (Асланян, Саядян, 1973), характерными для плейстоценовых экстратропических областей.

В периоды господства теплых (умеренно жарких) и сухих климатических условий доминировали открытые ландшафты саванного типа, где расселялись трогонтериевый слон, этрусский носорог, зюсенборнская лошадь и др. (Асланян, 1958; Векуа, 1962; Векуа и др., 1985).

В среднем плейстоцене предкавказские тектонические движения (калинская орофаза) способствовали воздыманию горных сооружений региона. Максимальные темпы поднятия приходились на центральные зоны Большого и Малого Кавказа. В восходящие движения были вовлечены предгорные педименты и межгорные котловины.

В нивальной зоне Кавкасиони, в верховьях крупных рек, в связи с общепланетарными осцилляциями климата вновь начали разрастаться ледники. Оледенение носило двухфазный характер. Депрессия снеговой границы составляла в то время примерно 800-1000 м (Церетели, 1966; Милановский, 1966). На фоне прерывистых тектонических движений в долинах рек формировались речные террасы, сложенные флювиогляциальными валунно-галечниковыми отложениями большой мощности. Об интенсивном поднятии горных сооружений в среднем плейстоцене свидетельствуют также большие мощности терригенно-обломочного материала, снежного со склонов хребтов в предгорьях.

Вулканическая активность отмечается в центральном сегменте Кавкасиони, где андезитовые лавы Эльбруса заливают троговую долину р.Баксан, забронировав местами моренные скопления раннертерского оледенения. В Казбекском районе эруптивная активность была приурочена к Казбекско-Цхинвальскому диагональному глубинному разлому. В верховьях р.Терек происходило излияние андезитовых лав, появление морфологически резко обособленного стратовулкана Кабарджина. В истоках рр.Арагви, Ксани и Большой Лиахви появляются полигенный вулкан Патара Непискало, стратовулканы Фидархох и Схиртладзе, сложенные дацитовыми лавами (Н.Дзоценидзе, 1972).

Существенные изменения происходили в морских бассейнах Понто-Каспия. Колебания уровня Черного моря определялись гляциоэвстатическими движениями Мирового океана. В среднем плейстоцене на Черном море имели место две крупные трансгрессии, которым предшествовали регрессии морского бассейна. Фазы каждой трансгрессии следовали одна за другой (Федоров, 1978). В результате в древнеэвксин-узуларском веке на Кавказском побережье, на общем фоне тектонических движений, сформировались четыре уровня морских террас; продолжало погружаться дно Черного моря и Рионская депрессия, а холмистые предгорья побережья, как и Центральная Мегрелия – воздыматься.

В Каспийском бассейне в среднем плейстоцене (нижнехазарский-гюрганский век) в связи с ухудшением климатических условий резко изменился гидрологический режим. Здесь имели место три трансгрессивных фазы, разделенные фазами регрессии (Федоров, 1977, 1978). Каспийские трансгрессии были приурочены к концу межледниковой и первой половине ледниковых эпох (Рычагов, 1977).

В первой половине среднего плейстоцена продолжают ритмичные тектонические движения, определившие поднятие предгорной зоны и погружение Куринской депрессии. Куринская впадина испытывает интенсивное погружение. Ингрессия морского бассейна достигала до Мингечаура. В низовьях рр.Алгети и Храми прогибалась Марнеульская аллювиальная равнина. В это время установились умеренно влажные и прохладные климатические условия.

Во второй половине среднего плейстоцена усилились эрозионно-денудационные процессы. В Куринской впадине трансгрессия моря распространялась на площадь несколько меньшую, чем в первой половине. В речных долинах в среднем плейстоцене формировались цокольные террасы средней высоты, выраженные в современном рельефе двумя-тремя уровнями. Для террас характерны большие мощности слагающих их галечников. Последние повсюду перекрываются делювиально-пролювиальными отложениями.

На Малом Кавказе и вулканическом нагорье, в связи с ростом высоты горных массивов, в появившейся нивальной зоне, на фоне общего похолодания и увлажнения климата, особенно в первой половине среднего плейстоцена, появились благоприятные условия для возникновения оледенения. Горно-долинные ледники и фировые поля были характерны для армянской части нагорья (Арагац, Гегамское и Карабахское нагорье). В грузинской части вышеуказанного региона достоверные следы гляциальных процессов отсутствуют. На склонах гор развиваются перигляциальные явления, выразившиеся в интенсивном морозном выветривании горных пород, в формировании каменных потоков (“чингилы”) и “каменных морей”(Маруашвили, 1971).

В среднем плейстоцене, в верхнем течении р.Мтквари имел место пароксизм вулканического центра у с.Хертвиси. До излияния долеритовых лав из Хертвисского центра р.Мтквари уже имела хорошо выработанное ущелье глубиной свыше 400 м с развитыми цокольными террасами (Майсурадзе, 1981). Это было в преддверии раннехазарского века. Обратная намагни-

ченность лав позволяет считать их доднепровскими образованиями, соответствующими эпизоду магнитного поля внутри эпохи нормальной полярности Брюнса (Бива III – 300-350 тыс.лет).

В позднем плейстоцене рельеф Грузии и Кавказа в целом, морфоструктурный каркас которого сформировался в преддверии четвертого периода, уже имел современный облик горной страны с хорошо развитой гидрографической сетью и высотной поясностью ландшафтов. Предхвалыньские тектонические движения продолжают дифференцированные сводово-блоковые поднятия хребтов и прогибание межгорных котловин региона.

Большой и Малый Кавказ стали ареной мощного горно-долинного оледенения. Существование их обеспечивалось высоким гипсометрическим положением горных сооружений и присущими им специфическими климатическими условиями. При этом огромную роль играл обширный ледниковый покров Европейской территории Русской равнины. Смещение на юг ледникового покрова и циклонов, обильные атмосферные осадки стали толчком к значительному увеличению в размерах горных ледников, что выражалось в их распространении на более низкие гипсометрические уровни, с соответствующим смещением высотных ландшафтных поясов.

Позднеплейстоценовое оледенение в горах Грузии носило двухфазный характер. На Большом Кавказе ледники ранней фазы оледенения (раннебезенгийской, раннененскринской, лазинской) были развиты по существу во всех долинах. Масштабы оледенения уменьшались с запада на восток. На южном склоне хребта следы конечных морен фиксируются в интервале высот 600-1600 м. Снеговая граница в то время располагалась ниже современной на 700-800 м на Западном Кавказе и на 900-1100 м в центральной ее части.

В середине позднего плейстоцена (временной интервал около 25-50 тыс.лет н.) на Большом Кавказе наступила фаза межстадиального потепления продолжительностью около 15-20 тыс.лет (актопракская фаза Милановского, бечойская фаза Церетели). В озерных межморенных отложениях установлены теплые и влажные климатические условия. В финальную фазу (позднебезенгийскую, позднененскринскую) имело место резкое похолодание и ксерофитизация климата. Хронологический срез 18-20 тыс.лет назад признается наиболее суровым временем в позднем плейстоцене. В горных регионах с ним связано максимальное смещение ландшафтных поясов, высотных поясов растительности, о чем свидетельствуют реконструкции реликтовых местонахождений современных растений в максимум похолодания последнего оледенения (Klopotovskaya, 1991). Нахождение морен этой фазы оледенения на 300-500 м выше раннебезенгийских свидетельствует о меньших размерах ледников.

На Аджара-Триалетском хребте и Южно-Грузинском вулканическом нагорье позднеплейстоценовое оледенение было также двухфазным, однако по мощности ледников и площади их распространения гораздо меньшим, чем на Большом Кавказе. В западных районах ледники в максимальную фазу спускались до высоты 1500-1550 м, а на востоке – до 2000-2400 м. Снеговая граница проходила, соответственно, на высотах от 2000-2400 до 2600-2700 м; депрессия снеговой линии выражалась величиной порядка 400-600 м.

В интергляциальной фазе позднего плейстоцена происходит накопление озерно-флювиогляциальных отложений в приледниковых озерах. Для данного региона она известна как бешумская интерстадиальная фаза. Ледники второй фазы имели меньшие размеры. Резкое похолодание в этот отрезок времени обусловило широкое развитие перигляциальных явлений и формирование характерных форм нанорельефа.

Существование двух значительных фаз оледенения в позднем плейстоцене нашло свое отражение в фациальной смене прибрежно-морских отложений Понто-Каспия, а также в археологических свидетельствах многослойных средне- и высокогорных пещер.

Поздний плейстоцен в Черноморском бассейне начинается карангатской трансгрессией, которая по природе была гляциоэвстатической и совпадала с микулинским (рисс-вюрм) межледниковьем. Береговая линия моря почти совпадала с современной. Это было время теплого, вероятно даже аридного климата (Федоров, 1978).

Карангатскую трансгрессию сменила регрессия (новоэвксин I). В центральной части Колхиды произошло максимальное погружение субстрата. Последующая “Сурожская” трансгрессия моря отложила в депрессии глины и суглинки с фауной средиземноморского типа (новоэвксин II). Возраст этой трансгрессии 30-50 тыс.лет. Она совпадает с внутриненскринским интерстадиалом.

В позднюю стадию верхнего плейстоцена проявилась регрессия – новоэвксинская (новоэвксин III), при которой уровень моря находился на 50-60 м ниже современного. По-видимому,

тогда и начали формироваться подводные каньоны у устьях рр. Ингури, Чорохи и др. В новозвксинское время вдоль Кавказского побережья простиралась аккумулятивная равнина, с вдававшимися в море мысами-дельтами (Маруашвили, 1971). Предполагают, что своего максимума регрессия достигла 20-18 тыс. лет назад.

Ритмичная смена природных условий в позднем плейстоцене нашла свое отражение и в Каспийской области, где трансгрессии и регрессии Каспийского озера-моря были обусловлены климатическими факторами (Рычагов, 1977; Федоров, 1978).

На фоне всех этих глобальных климатических и затухающих тектонических движений, в предгорьях, в долинах рек и на морском побережье формируются три-четыре террасовых уровня в пределах высот от 10-15 до 50-60 м.

В позднем плейстоцене возобновилась вулканическая активность. На Эльбрусе происходит излияние андезитовых лав, проникших в долину Малки. В Казбекском районе излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав имели место на Крестовом перевале и на юго-восточном склоне самого Казбека. Особенно интенсивно вулканизм проявился в районе Кельского нагорья, где как в первой, так и во второй половине позднего плейстоцена происходило излияние андезитовых, андезито-дацитовых и дацитовых лав. Появились вулканические сооружения центрального типа Нарванхох, Диди Непискало и др. Лавы забронировали сильно расчлененный, выработанный в мезозойских отложениях, эрозионный рельеф, что привело не только к планации, но и к инверсии рельефа. Появляются молодые вулканы на Триаветском хребте (Мухера и др.) и Джавахетском нагорье (Тавкветила, Шавнабада и др.).

Гонимый капризами природы, человек дважды покидал высокогорные пещеры Кударо I, Кударо III и Цона (раннее мустье и верхний палеолит). В позднемустьерское время (бечойский, бешумский интерстадиал) он вновь возвращается в эти пещеры. Позднее мустье датируется 46-65 тыс. лет. Датировки эти укладываются во временные рамки средневюрмской трансгрессии Мирового океана – 25-50 тыс. лет. Что касается позднего палеолита, то он приходится примерно на интервал 22-15 тыс. лет.

В голоцене четко проявляется ритмичность климатических колебаний, чередование влажных и сухих эпох. Последняя нашла отражение в прерывистости отступления последнего оледенения, когда в освободившихся от льда трогах и цирках формировались стадияльные морены. В процессе деградации ледников образовалось 5-6 стадияльных моренных валов в троговых долинах, подверженных древнему оледенению.

На Черном море в раннем голоцене начинается древнечерноморская трансгрессия, достигшая своего пика в новочерноморскую фазу развития (средний голоцен). В ранней фазе уровень моря был еще ниже современного, а во время пика превысил его на 2-3 м; в прибрежной полосе сформировалась морская терраса соответствующей высоты.

За новочерноморской трансгрессией последовала фанагорийская регрессия – уровень моря опустился на 5-6 м ниже современного. Освободившуюся от моря прибрежную полосу с V века до н.э. и до III-IV вв. н.э. занимали древнегреческие колонии Херсонес, Пантикапея, Диоскурия (Сухуми) и др. В конце первого или начале второго тысячелетия н.э. имела место позднеголоценовая – нимфейская трансгрессия, уровень которой превысил современный на 2 м. Древние поселения были затоплены. Ныне они находятся на глубине 2-3 м.

В голоцене интенсивно погружалась Рионская депрессия, о чем свидетельствует наличие 2-3 торфяных горизонтов, погребенных под новейшими отложениями. В горных областях активно протекали эрозионно-денудационные процессы, происходили оползни и обвалы, в альпийской зоне создавались перигляциальные формы микрорельефа и др. Эти явления носили периодический и локальный характер. В нижнем течении рек вырабатываются 2-3 уровня пойменных и надпойменных террас. Образовались обвально-запрудные озера Рица, Амткели и Кведура.

В голоцене вновь ожила вулканическая активность. В Казбекском районе в это время изливались андезитовые лавы вулканов Хорисари и Ткаршети. Возраст последнего около 6000 лет. На Кельском вулканическом нагорье формировались Ходзский лавовый поток, шлаковый конус вулкана Нарванхох и экструзивный купол Левинсон-Лессинг.

Литература

- Асланян А.Т. (1958) Региональная геология Армении. Ереван. 428 с.
- Асланян А.Т., Саядян Ю.В. (1973) Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении. Путеводитель экскурсии IV Всесоюзного совещания по ИЧП. Ереван. С.30-45.
- Векуа А.К. (1962) Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна млекопитающих. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 207 с.
- Векуа А.К., Джигаури Д.Г., Торозов Р.И. (1985) Новые палеонтологические находки в окрестностях Цалка //Сообщ. АН ГССР. Т.118. № 2. С.373-376.
- Дзоценидзе Н.М. (1972) Геология Кельского вулканического нагорья. Тбилиси: Изд-во Мецниереба. 125 с.
- Исаева-Петрова Л.С. (1972) Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. Палинология плейстоцена. Т.3. МПК, М.С.192-211.
- Кожевников А.В. (1966) Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ. С. 50-107.
- Кожевников А.В. (1985) Антропоген гор и предгорий. М.: Недра. 180 с.
- Лебедева Н.А. (1963) Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и их соотношения с морскими толщами //Тр.ГИН АН СССР. Вып.84. 105 с.
- Майсурадзе Г.М. (1981) К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии //Бюлл. КИЧП. № 51. С.74-84.
- Майсурадзе Г.М., Смелова С.Б., Твалчрелидзе М.Г. (1980) Новые данные о вулканитах Джавахети //Сообщ. АН Грузии. Т.98. №3. С.605-608.
- Мамаладзе Д.И. (1975) Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба. 207 с.
- Маруашвили Л.И. (1971) Четвертичный этап (посткиммерийское время). Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба. С.544-553.
- Маслова И.В. (1960) Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (р-н г.Кызляр) //Тр. ВНИИГАЗ. Вып.10 (18). С.285-292.
- Милановский Е.Е. (1966) Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ. С.5-49.
- Рычагов Г.Н. (1977) Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. доктор. дис. 66 с.
- Федоров П.В. (1977) Морской плейстоцен Понто-Каспия и его место в шкале Средиземноморья //Геология четвертичного периода. Ереван. С.170-176.
- Федоров П.В. (1978) Плейстоцен Понто-Каспия //Тр.ГИН АН СССР. Вып.310. 164 с.
- Церетели Д.В. (1966) Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 583 с.
- Шатилова И.И. (1963) Спорово-пыльцевые комплексы верхнеплиоценовых отложений Грузии //Тр.Ин-та палеобиологии АН ГССР. Т.8. Тбилиси. С.43-68.
- Шатилова И.И. (1968) Расчленение верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии по данным палинологического анализа //Сообщ. АН ГССР. Т.49. № 2. С.457-462.
- Klopotovskaia N. (1991) The Caucasus at the Coldest Time of the Last Glaciation //XIII INQUA Congress; Abstracts, Beijing, China. P.164-165.

МАКЕТ РАБОЧЕЙ ОПОРНОЙ ЛЕГЕНДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Г.Л.Чичинадзе

Макет рабочей опорной легенды геологических образований зоны Главного хребта Большого Кавказа. Г.Л.Чичинадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge).

С учетом результатов новейших исследований кристаллиникума зоны Главного хребта Большого Кавказа составлен макет рабочей опорной легенды. Набором условных обозначений, графически представлена система основных геологических образований (серий, свит, комплексов, магматитов) данного региона.

კავკასიონის მთავარი ქედის გეოლოგიური წარმონაქმნების სამუშაო საყრდენი ლეგენდის მაკეტი. გ.ჭიჭინაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge).

კავკასიონის მთავარი ქედის გეოლოგიური წარმონაქმნების კვლევის უახლესი შედეგების გათვალისწინებით შედგენილია სამუშაო საყრდენი ლეგენდის მაკეტი. პირობითი ნიშნების ერთობლიობით, გრაფიკულად წარმოდგენილია ამ რეგიონის ძირითადი გეოლოგიური წარმონაქმნების (სერიები, წყებები, კომპლექსები, მაგმატიტები) სისტემა.

Model of Working Reference Legend of Geological Formation of the Main Range Zone of the Greater Caucasus. G.Chichinadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge).

Considering the data of the latest researches of the crystallinicum of the Main Range zone of the Greater Caucasus a model of working reference legend has been worked out. The system of main geological formations (series, suits, complexes, magmatites) of the mentioned region has been graphically represented by a set of conventional symbols.

Нам представляется, что в ближайшем будущем станет необходимым проведение геологического доизучения кристаллиникума зоны Главного хребта Большого Кавказа. В связи с этим, автор предлагает макет рабочей опорной легенды (ОЛ) (см. рисунок).

Зона Главного хребта Большого Кавказа является наиболее труднодоступной, сложнопостроенной и плохо заснятой частью территории Грузии. Интерес к региону возрастает, т.к. за последние годы здесь, в нескольких пунктах зафиксированы проявления золотого оруденения.

При составлении макета рабочей ОЛ учтены результаты новейших исследований кристаллического ядра Большого Кавказа. В нем в графическом виде набором условных обозначений представлена система основных литолого-стратиграфических и петрографо-петрологических подразделений геологических образований (серий, свит, комплексов, магматитов) зоны Главного хребта Большого Кавказа для территории Грузии.

В текстовой части дается лишь общий обзор геологии зоны Главного хребта Большого Кавказа, поскольку результаты ранних исследований, региональной геологии и тектоники, метаморфизма и магматизма, характера исходных пород метаморфитов, возраста пород, метаморфизма гранитообразования и тектонических движений на фоне новейших представлений обобщены в монографии И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (2005). В ней можно найти и полный список соответствующей литературы.

Зона Главного хребта разломами, узкими грабенами и грабен-синклиналями, выполненными песчано-сланцевыми отложениями нижней юры разделена на ряд поднятий разного порядка. Наиболее крупные из них – Тебердинское, Балкаро-Дигорское и Софийское. Первые два расположены в северо-восточной части зоны Главного хребта. С севера они по системе разрывов Тырнаузского глубинного разлома отделены от зоны Передового хребта.

Софийское поднятие расположено к юго-западу от Тебердинского и отделяется от него Архызско-Клычской грабен-синклинальной нижеюрской депрессией. Последняя с юго-запада ограничена Алибекским разломом, который прослеживается на южном склоне - от Клухорского перевала до басс. р.Местначала. Продолжением этого разлома являются разломы, ограничивающие Твиберскую грабен-синклинальную депрессию. От Софийского поднятия Лашипсинс-

полосчатые эпидотовые и гранатовые амфиболиты. 3 - сисинская свита – слюдяные, андалузитовые, гранатовые, кордиеритовые, кварц-альбит-хлоритовые, амфибол-хлорит-альбитовые, кварц-роговообманковые, пироксен-роговообманковые сланцы. 4 – Лаштракский тектонический покров – слюдяные сланцы с обильным гранатом и ставролитом, редко кианитом; незначительную роль играют амфиболовые сланцы и мраморы. 5 – Аджарский тектонический покров – альбит-кварцевые порфириды, кварциты, амфиболиты, ставролит-кианитовые сланцы, мраморы. 6 – квишская свита – конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, филлитизированные сланцы с линзами мраморов. 7 – песчано-сланцевые отложения лейаса. 8 – Клычский комплекс – разгнейсованные метадiorиты, реже – метагаббро и кварцевые диориты. 9 – Каменистая – Сгимазукский комплекс – парагнейсы, плагио-гранитогнейсы, роговообманковые гнейсы, изредка – метадiorито-габбро-диоритовые гнейсы. 10 – Сакенский комплекс – биотитовые и биотит-роговообманковые кварцевые диориты, плагиограниты, плагиогранодиориты. 11 – Миндори-Джаловчатский комплекс – оливиниты, пироксеновые и амфиболовые перидотиты, пироксениты, горблендиты, нориты, габбро-нориты, амфиболовое габбро, габбро-пегматиты, анортозиты. 12 – Эцерско-Мулахский комплекс – диабазы, диабаз-порфириды, гибридные породы. 13 – Санчарско-Бзыбский комплекс – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, кислые жильные породы. **Эльбрусская подзона.** 14 – Даларский гранит-мигматитовый комплекс – метапелитовые кристаллосланцы, мигматиты и гнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы с анатектическими телами гранитоидов. 15 – Макерский тектонический покров – аналоги пород верхней части буульгенской серии. 16 – Ненскринский комплекс – биотитовые и двуслюдяные плагиограниты, плагиогнейсы, гранодиоритогнейсы и гранитогнейсы. 17 – Дарьяльский комплекс – микроклиновые порфиробластические биотитовые и двуслюдяные граниты, гранодиориты и их гнейсовидные разновидности. 18 – Уллукамский комплекс – равномернoзернистые двуслюдяные и биотитовые плагиогранодиориты, гранодиориты и граниты. Взаимоотношения подразделений: 19 – стратиграфические согласия, 20 – стратиграфические несогласия, 21 – неопределенные (тектонические контакты, не наблюдающиеся взаимоотношения). 22 – шарьяжи.

Южнее Балкаро-Дигорского поднятия располагаются Шхарское и Адайхохское поднятия, отделенные от него Твиберской и Штулу-Харесской грабен - синклинальными депрессиями.

Южной границей перечисленных поднятий является т.н. Главный надвиг, который отделяет их от зоны южного склона.

На территорию Грузии попадают части Софийского, Тебердинского, Шхарского и Адайхохского поднятий, а также мелкие поднятия горы Каменистой, Санчарское и Дарьяльское.

Анализ структурных взаимоотношений, состава и морфологии структур древних пород показывают, что зона Главного хребта характеризуется определенной тектонической зональностью (Сомин, 1971). В зоне Главного хребта выделены Эльбрусская, Перевальная, Бамбакская и Хукинская структурно-формационные подзоны. На территории Грузии выступают части Эльбрусской и Перевальной подзон. Граница между ними в пределах южного склона Главного хребта Большого Кавказа хорошо прослеживается глубинными разломами, как альпийского, так и более древнего заложения.

Эльбрусская и Перевальная подзоны сильно отличаются друг от друга по составу слагающих их пород и характерными чертами морфологии структур. В Эльбрусской подзоне господствуют сиалические метаморфические породы и разнообразные гранитоиды, в том числе плутонические, палингенные и метасоматические; характеризуется она более спокойными, нелинейными (куполовидными) тектоническими формами.

В Перевальной подзоне в составе метаморфитов, наряду с метапелитами, существенную роль играют амфиболиты, амфиболовые сланцы и гнейсы, а гранитоиды встречаются в виде отдельных, в основном не крупных массивов. В ней господствуют ориентированные в общекавказском направлении линейные складчатые формы, чаще всего изоклинального характера.

Первоначальное строение кристаллического ядра Большого Кавказа сильно изменено средне- и верхнепалеозойскими, а также альпийскими движениями. Причем, в бретонской фазе тектогенеза здесь произошло формирование тектонических покровов, хотя в верхнепалеозойское время, наряду с вертикально направленными деформациями, происходили и горизонтальные подвижки (Баранов, 1980; Gamkrelidze et al., 1996; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005). В альпийское время кристаллическое ядро зоны Главного хребта разделилось на блоки поднятий и опусканий, приняв современный вид. Границы альпийских структур в целом не совпадают с границами древних комплексов, и в пределах отдельных поднятий встречаются части разных структурно-формационных зон, захваченных при надвигообразовании. Местами поверхности тектонического наложения параллельны слоям метаморфитов, и часто отчетливые следы изменения их положения не видны. В результате этого нередко случаи ошибок при определении объема и последовательности серий и свит кристаллического комплекса зоны Главного хребта Большого Кавказа.

Согласно методическому указанию (Основные требования., 1985) геологические подразделения должны разбиваться на стратиграфические и нестратиграфические единицы. Следова-

льно, расчленение и корреляция немых метаморфических толщ проводится с разделением их на стратифицированные и нестратифицированные подразделения. Основанием для выделения этих подразделений можно считать наличие или отсутствие в них слоистости и сохранность валового вещественного состава пород на разных уровнях метаморфизма. По этим признакам в кристаллическом комплексе зоны Главного хребта можно выделить стратифицированные и нестратифицированные подразделения. Устанавливается, что стратифицированные подразделения, главным образом, развиты в Перевальной подзоне, а нестратифицированные – в Эльбрусской.

Главной отличительной чертой стратифицированных образований является слоистость пород. Изучение метаморфитов в зоне Главного хребта показывает, что их сланцеватость, в основном, совпадает со слоистостью пород. Это подтверждается следующими фактами: 1- плоскость сланцеватости разграничивает пачки и слои пород разного состава (амфиболитов и слюдяных сланцев, кварцитов и эпидотовых и слюдяных сланцев, их разновидностей и т.д.); 2 – маломощные пачки определенных разновидностей пород по простиранию прослеживаются на значительных расстояниях; 3 – маркирующие горизонты (полосчатые эпидотовые, диопсидовые и гранатовые амфиболиты, линзы мраморов) простираются по сланцеватости и имеют аналогичные со вмещающими их породами элементы залегания.

При отличии стратифицированных образований от других метаморфических комплексов важно установить характер метаморфизма. Породы Перевальной подзоны метаморфизованы в условиях, близких к изохимическим. По всей вероятности, это обусловлено ограниченным развитием в этой подзоне гранитоидных плутонов, формирование которых сопровождается метасоматическими процессами.

В строении Эльбрусской подзоны существенную роль играют гранитоиды. Широко развиты такие процессы, как ультраметаморфизм, метасоматоз, бластез, милонитизация и диафторез, а также разрывные нарушения, в результате чего картина стратиграфической последовательности пород искажена до состояния возможности однозначной реконструкции. Нестратифицированные образования глубокометаморфизованных пород инфраструктуры Эльбрусской подзоны объединены под названием Даларский комплекс, большая часть которых в результате ультраметаморфизма подверглась полному или частичному расплавлению. Над этими породами шарьированы стратифицированные метаморфиты (ранее принадлежащие буульгенской серии), которые в Эльбрусской подзоне представлены отдельными фрагментами ранее единой мегапластины – “Макерского тектонического покрова” (Гамкрелидзе и др., 1996). Эти фрагменты, в основном обнажающиеся на Северном Кавказе, наблюдаются и в истоках р.Долра – в гребневой части Главного Кавказского хребта.

Стратифицированные образования представлены в Перевальной подзоне метаморфическим комплексом лабино-буульгенской серии.

Результаты исследований, включая данные автора настоящей статьи, свидетельствуют, что буульгенская серия имеет трехчленное строение. В основании разреза серии залегает гвандринская свита, за ней следует клычкая, а затем свита, сложенная преимущественно из слюдяных сланцев. Гвандринская и клычкая свиты выделены М.Л.Соминым (1971). Г.И.Баранов и С.М.Кропачов (1976), высказали мнение о тектонически несогласном залегании клычковой свиты над гвандринской. И.П.Гамкрелидзе и Д.М.Шенгелиа (2005) предполагают, что она представляет собой тектонический покров в составе буульгенского метаморфического комплекса, считая ее частью офиолитового разреза. Нам представляется, что определение положения клычковой свиты (покрова) требует дальнейших детальных геолого-петрохимических исследований. Следовательно, клычковую единицу мы рассматриваем как стратиграфическую часть буульгенской серии. Верхняя часть буульгенской серии на южном склоне Главного Кавказского хребта разными исследователями, в разных местах выделены под названиями верцхлистбисская, ладевальская и сисинская свит. Стратиграфическое положение пород, следующих за клычковой свитой, впервые было показано в ущ. р.Сисина (левый приток р.Гвандра), поэтому автор объединяет их под названием сисинской.

В западной части Горной Абхазии, в ущ. рр.Лашипсе и Бавю выделяются тектонические покровы – Лаштракский и Аджарский, которые по наборам пород и метаморфических преобразований существенно отличаются от таковых зоны Главного хребта.

Помимо этого, в Перевальной подзоне в басс. р.Гвандра, фрагмент инфраструктуры Эльбрусской подзоны шарьирована над буульгенской серией и образует вместе с ней антиформную складку.

В геологическом строении зоны Главного хребта Большого Кавказа принимают участие также неметаморфизованные, терригенные отложения квишской свиты каменноугольного возраста и мезозойские интрузии, по составу от ультраосновных до кислых включительно.

Автор в течение нескольких десятков лет, в сотрудничестве с большими знатоками геологии кристаллического Кавказа – Ш.А.Адамия, Г.И.Барановым, В.И.Буадзе, И.П.Гамкрелидзе, Ш.И.Джавахишвили, С.П.Кориковским, О.Ш.Надарейшвили, Ю.Я.Потапенко, М.Л.Соминым, Д.М.Шенгелиа - занимался изучением доальпийских метаморфических и магматических комплексов Большого Кавказа. На протяжении всего периода работы я чувствовал неукоснительное внимание и поддержку со стороны Дали Кецховели. Пользуясь случаем, всем им выражаю большую благодарность.

Литература

- Баранов Г.И. (1980) Макерский тектонический покров (Центральный Кавказ) //Тез. докл. V Конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки. С. 123-125.
- Баранов Г.И., Кропачев С.М. (1976) Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийских этапах развития //Геология Большого Кавказа. М.: Недра. С.45-154.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. (2005) Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный Мир. 458 с.
- Основные требования к содержанию и оформлению опорных легенд к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:50 000. Методические указания (1985) Л. 28 с.
- Сомин М.Л. (1971) Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука. 246 с.
- Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G. (1996) Macera Nappe in the Crystalline Core of the Greater Caucasus and Its Geological Significance //Bull. Acad. Sci. Georgia.Vol.154, №1. P. 84-89.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ (В ПРЕДЕЛАХ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ БАСС. р. РИОНИ) В БАРРЕМСКО-АПТСКОЕ ВРЕМЯ

И.М.Какабадзе

Новые данные по палеогеографии Западной Грузии (в пределах среднего течения басс. р.Риони) в барремско-аптское время. И.М.Какабадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (iraklikakabadze@hotmail.com)

Уточнены некоторые вопросы палеогеографии раннего мела (баррема-апта) на исследуемой территории. Выявлены сравнительно глубоководные и мелководные участки моря, подводные поднятия и временные острова. Основные моменты изменения палеосреды рассмотрены на фоне чередования трансгрессий и регрессий и связанных с ними стратиграфических несогласий и изменения состава фауны.

ახალი მონაცემები დასავლეთ საქართველოს (მდ.რიონის აუზის შუა წელის ფარგლებში) პალეოგეოგრაფიის შესახებ ბარემულ-აპტურ დროში. ი.კაკაბაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (iraklikakabadze@hotmail.com)

დაზუსტებულია საკვლევი რეგიონის ადრეცარცულის (ბარემულ-აპტურის) პალეოგეოგრაფიის ზოგიერთი საკითხი. გამოვლენილია ზღვის შედარებით ღრმა და მარჩხი უბნები, წყალქვეშა ამაღლებები და დროებითი კუნძულები. აღნიშნული პალეოგეოგრაფიის ცვალებადობის ძირითადი მომენტები განხილულია ტრანსგრესიული და რეგრესიული ქვეციკლების მორიგებისა და მათთან დაკავშირებული უთანხმო შედაპირების და ფაუნის შემადგენლობის ცვალებადობის ფონზე.

New Data on the Early Cretaceous (Barremian-Aptian) Palaeogeography of the West Georgia (within the Limits of the Middle Part of the Rioni River Basin). I.Kakabadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (iraklikakabadze@hotmail.com)

On the considered territory of West Georgia comparatively deep-marine and shallow-marine areas, as well as submarine elevations and temporary islands are revealed. All principal moments of the paleoenvironmental changes is considered against the background of alternation of the transgressive and regressive subcycles and connected with them stratigraphical unconformities and variations in fauna composition.

На исследуемой территории нижний мел представлен субплатформенными карбонатными отложениями, формирование которых в основном происходило в мелководной полосе моря, представляющей часть Закавказской островной дуги северного борта бассейна Тетис (Adamia, 1975; М.Какабадзе, 1979). Примечательно, что на исследуемой территории по направлению с юга на север имело место углубление моря, вследствие чего мелководные отложения (в основном платформенные карбонаты) за пределами исследуемого региона замещаются сперва переходными, а затем флишевыми отложениями (Эристави, 1952, 1964). Хотя и в самой островодужной шельфовой полосе выделялись сравнительно мелководные и глубоководные участки, подводные возвышения и временно обнаженные острова, что, естественно создавало неодинаковые условия для осадконакопления (Джanelидзе, 1940а, 1940б; Эристави, 1964; М.Какабадзе, 1967, 1981; Котетишвили, 1970, 1986; Квахадзе, 1972; Девдариани и др., 1975; М.Какабадзе, 1979; Кванталиани, Сахелашвили, 1998; И.Какабадзе, 2006).

В результате специальных секвенстратиграфических исследований в интервале верхний валанжин-нижний альб нами были выделены следующие секвенсы – $V_2-N_2^1$, $N_2^2-N_2^3$, $Br_1^1-Br_1^3$, $Br_2^1-A_1^1$, $A_1^2-A_1^4$, $A_2^1-A_2^2$ и $A_3^1-A_1$. Детальная характеристика и обоснование выделения этих секвенсов даны в более ранних публикациях (И.Какабадзе, 2000, 2006; I.Kakabadze, King, 2004). Следовательно, в настоящей статье мы ограничиваемся лишь приведением секвенстратиграфической схемы в интервале поздний валанжин-ранний альб (рис. 1) и вопросы палеогеографии исследуемой территории в интервале баррем-апт в основном проанализированы на фоне чередования трансгрессивных и регрессивных подциклов этих секвенсов начиная с позднеготеривского времени, предшествующего барремскому.

В северной полосе южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали (окр. сс.Хончиори-Никорцминда) нижний готерив представлен массивными и толстостенными ургонскими известняками. Что касается верхнего готерива, то (помимо ургонских известняков) на его нижнем и среднем уровнях зафиксированы толсто- и среднеслоистые известняки, содержащие аммониты и белемниты (*Simbirskites* sp., *Crioceratites* sp., *Hibolites* sp.) (Квахадзе, 1981; И.Какабадзе, 2006). Такая картина отражает замещение ургонской фации аммонитовой на данном участке в отрезке позднего готерива. В частности, севернее этой полосы (северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали) ургонская фация не распространяется; она полностью замещена более глубоководной аммонитовой фацией готеривского возраста. В южном же направлении, в полосе Накерала, условия осадконакопления ургонской фации продолжались в позднем готериве и в начале раннего баррема. Южнее (Кутаиси-Гелати) сходные условия сохранялись до конца раннего баррема (Котетишвили, 1986) (рис. 2,3), а еще южнее, за пределами исследуемой территории, в окрестностях Дзирульского кристаллического массива, нижний баррем, местами и верхний, представлен ургонской фацией (Эристави, 1952, 1964; Лобжанидзе, 1962, Шарикадзе, 1975).

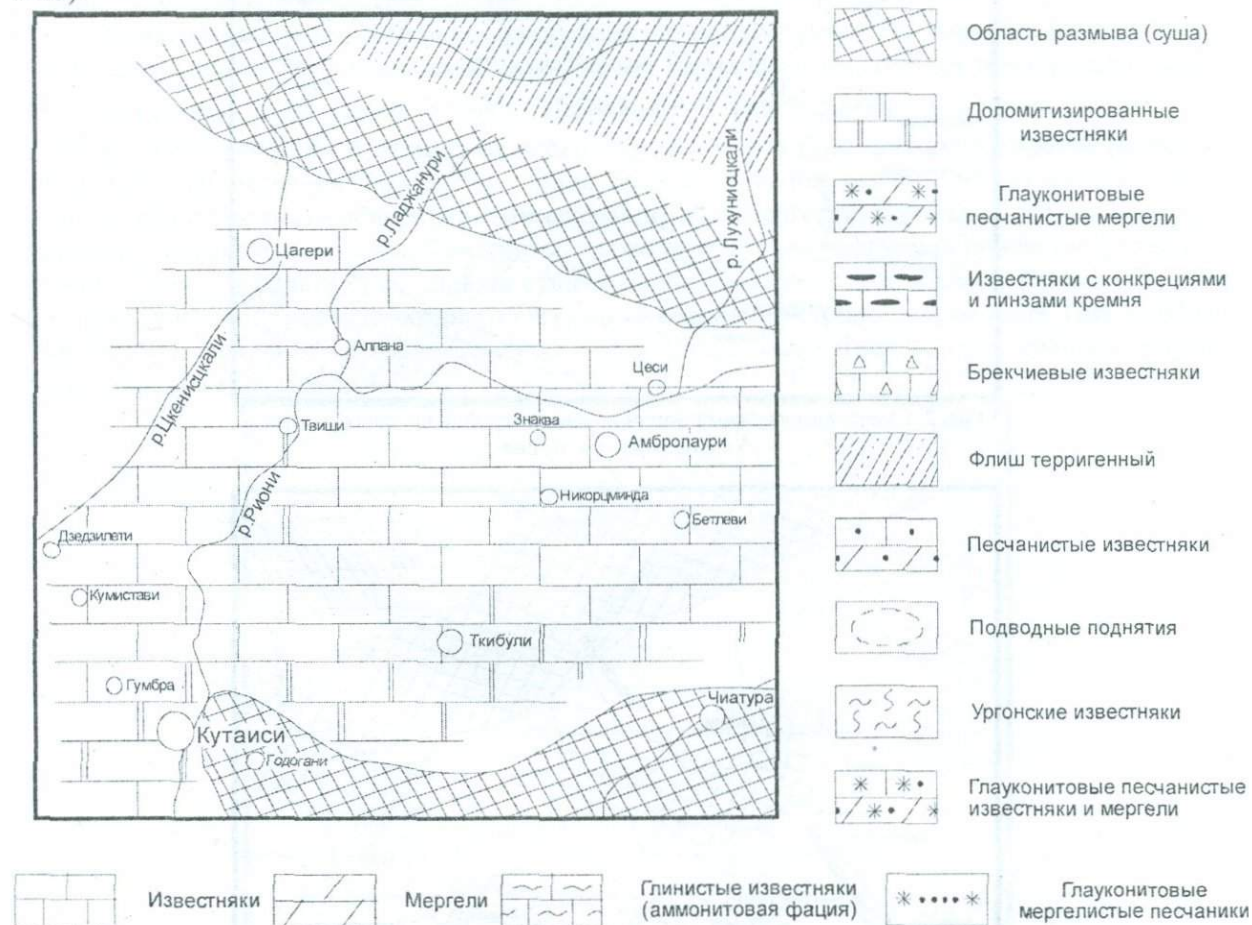


Рис. 1. Схематическая карта фаций и палеогеографии позднего валанжина (при составлении рис. 1-7 кроме фактического материала использованы также данные ранних исследований (Эристави, 1964; Квахадзе, 1972; Шарикадзе, 1975; М. Какабадзе, 1981; Котетишвили, 1986; Кванталиани, Сахелашвили, 1998; Варсимашивили, 2005)).

С раннего баррема на исследуемой территории начинается очередное углубление моря (соответствует трансгрессивному подциклу Bg_1^1 - Bg_1^3 секвенса) (I.Kakabadze, King, 2004). Как на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (разрезы: Хидикари, Рицеула), так и в северной полосе ее южного крыла (разрез вдоль автомобильной дороги между сс.Хончиори-Никорцминда) нижний баррем представлен аммонитовой фацией и переход верхнеготеривских отложений в нижнебарремский согласный. В разрезе Хидикари сравнительно глубоководная фация начинается с зоны *Taveraidiscus hugii* и сходные условия осадконакопления сохранялись в течение хрона *Kotetishvilia compressissima*. В восходящем разрезе примерно на уровне зоны

Holcodiscus caillaudianus появление большого количества глинистого материала указывает на омеление бассейна (Kvantaliani, Sakhelashvili, 1996). Сравнительно глубоководная фация бар-

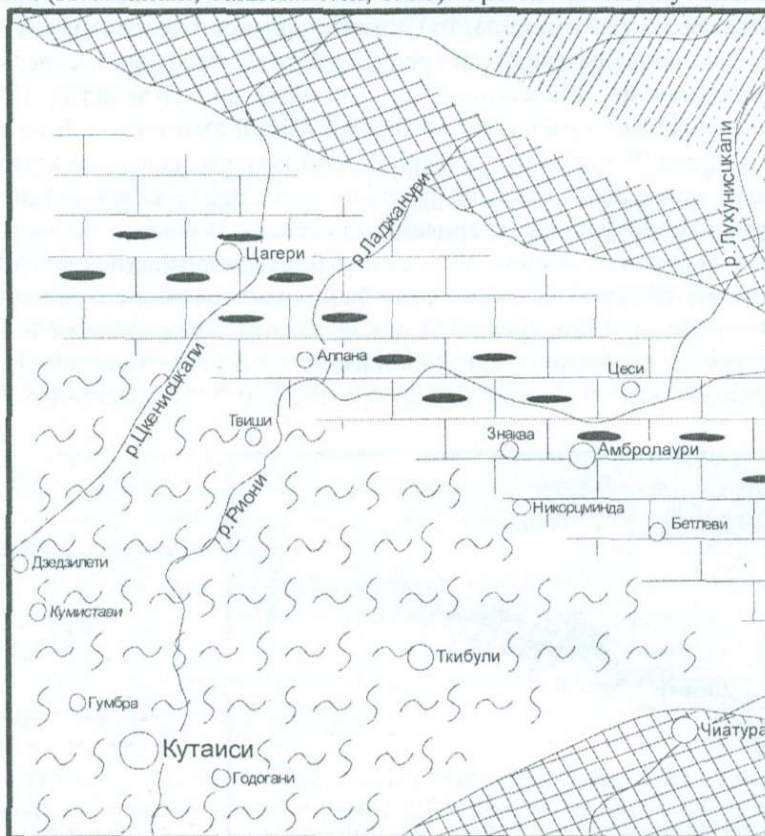


Рис. 2. Схематическая карта фаций и палеогеографии позднего готерива
Усл. обознач. см. на рис. 1

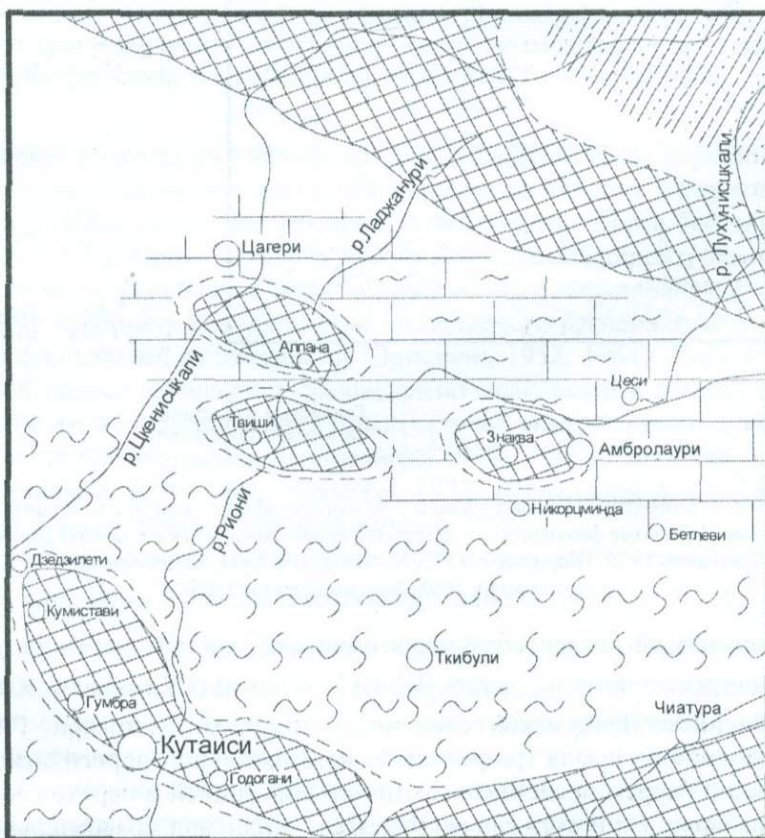


Рис. 3. Схематическая карта фаций и палеогеографии конца раннего баррема.
Усл. обознач. см. на рис. 1

рема, расположенной чуть южнее в разрезе Хончиори-Никорцминда также начинается с зоны *Taveraidiscus hugii* и продолжается в следующей зоне *Kotertishvilia compressissima*. Здесь массивные и толстослоистые известняки верхнего готерива в восходящем разрезе замещаются песчанистыми и глинистыми известняками нижнего баррема, в которых помимо двустворок (*Panope* sp.) содержится большое количество аммонитов и белемнитов раннебарремского возраста (Kvantaliani, 1999, а также наши наблюдения). Стратиграфически выше (соответствует зоне *Kotertishvilia compressissima*) следуют известняки (без примеси песчанистого материала) и мергелистые известняки. Регрессивный подцикл Bg_1^1 - Bg_1^3 секвенса начинается примерно с зоны *Holcodiscus caillaudianus* и продолжается до ее конца; здесь верхняя часть зоны *Holcodiscus caillaudianus* представлена брекчиевыми известняками сравнительно мелководного моря. Примечательно, что в обоих вышеприведенных разрезах следующие выше отложения верхнего баррема более глубоководного типа. Особенно наглядно это наблюдается в разрезе Хидикари, где появление известняков с линзами и конкрециями кремня в начале верхнего баррема (соответствует началу хрона *Ancyloceras vandenheckii*) указывает на очередное углубление моря (Кванталиани, Сахелашвили, 1998; И. Какабадзе, 2006).

Регрессивно-трансгрессивное чередование на границе нижнего и верхнего баррема более четко (с явными следами размыва, с эрозионными карманами) выражено в южной части исследуемого региона, в частности, в полосе Цхалтубо-Кутаиси-Годогани. Базальный слой Bg_2^1 - A_1^1 секвенса трансгрессивен и состоит из плохо сортированных брекчия-конгломератов (цемент – глауконитовый песчаник). Вышележащие слои в основном состоят из тонкозернистых и пелитоморфных известняков (микрит) и глауконитовых мергелей, которые в обилии содержат макро- (в основном аммониты, белемниты, брахиоподы) и микрофауну (в основном фораминиферы). Такое изменение указывает на существование ряда островов в конце раннего баррема (см. рис. 3) и затем в начале позднего баррема на очередном углублении бассейна проявился в хроне *Colchidites securiformis*, вследствие чего отмеченные острова были покрыты морем (рис 4).

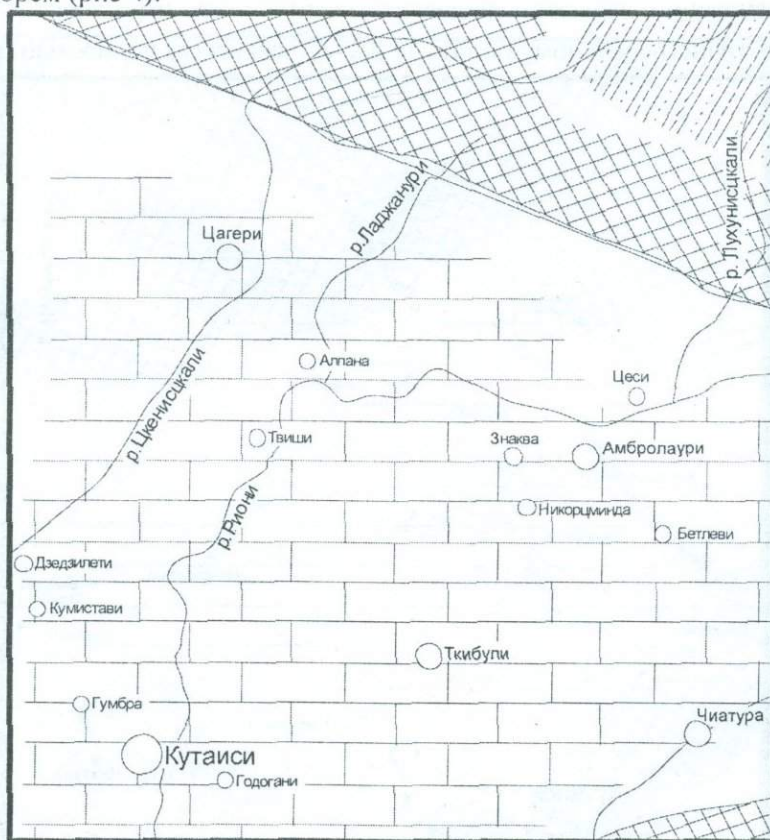


Рис. 4. Схематическая карта фаций и палеогеографии позднего баррема (хрон *Colchidites securiformis*). Усл. обознач. см. на рис. 1

В некоторых местах (например, разрез Алпана) известняки верхнебарремской зоны *Colchidites securiformis* с базальной формацией в основании, со стратиграфическим несогласием,

трансгрессивно залегают на известняках верхнего готерива (из разреза выпадают зоны *Ancylorceras vandenheckii*, *Gerhardtia sartousiana*, *Hemihoplites soulieri* и *Imerites giraudi*), что является результатом тектонического воздымания и затем размыва подводных островов как на данном участке (Алпана), так и западнее – в Квибия, за пределами исследуемой территории (Кванталиани, Сахелашвили, 2004). Если принять во внимание то, что в отрезке поздний готерив – поздний баррем на исследуемой территории имело место неоднократное чередование колебаний моря эвстатической природы (И.Какабадзе, 2000; I.Kakabadze, King, 2004), то естественно допустить, что на данном участке в формировании отмеченного выше довольно продолжительного стратиграфического перерыва, наряду с тектоническим движением необходимо принять во внимание и роль эвстазии.

Последующая регрессия проявилась в позднебарремском хроне *Pseudocrioceras waagenoides* (соответствует регрессивному подциклу $B_2^1 - A_1^1$ секвенса). В разрезах сс.Кумистави, Гумбри и Годогани увеличение терригенного материала и появление раковин типично мелководных представителей толстостенных двустворок рода *Amphidinta* явно указывает на очередное омерление моря. Примечательно, что в начале раннего апта (соответствует хрону *Deshayesites planicostata*) на участке Годогани подводное поднятие превратилось в остров, хотя в связи с началом трансгрессивного подцикла следующего $A_1^2 - A_1^4$ секвенса данный остров вновь покрылся морем, вследствие чего отложения зоны *Deshayesites weissii* со стратиграфическим несогласием налегают на отложения зоны *Colchidites securiformis*. На других же участках исследуемой территории на этой границе была непрерывная седиментация.

В конце раннего апта (соответствует регрессивному подциклу $A_1^2 - A_1^4$ секвенса) в местах подводных поднятий (Годогани, Кумистави, Гумбра, Твиши) вновь появились острова (рис. 5). Следы абразионного процесса на этих островах хорошо фиксируются наличием эрозионных карманов и ржавого цвета (вследствие субаэральных процессов) верхней части эродированного слоя известняка (зоны *Deshayesites deshayesi*), на котором трансгрессивно, со слоем брекчия-конгломерата в основании, залегают среднеаптские глинистые известняки. Данная трансгрессия (соответствует трансгрессивному подциклу $A_2^1 - A_2^2$ секвенса) полностью перекрыла суще-

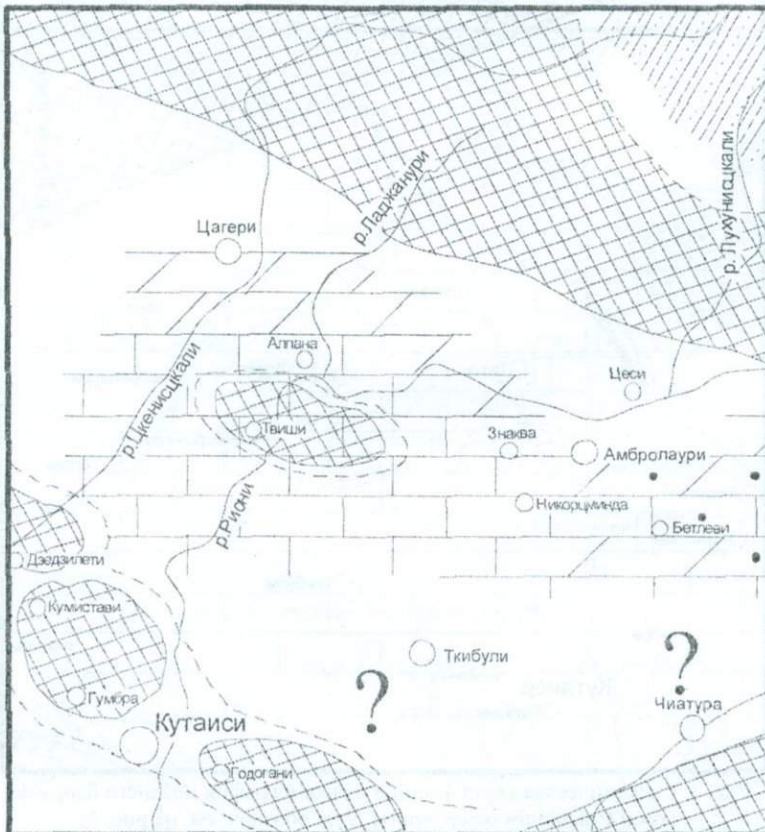


Рис. 5. Схематическая карта фаций и палеогеографии раннего апта (хрон *Dufrenoyia furcata*). Усл. обознач. см. на рис. 1

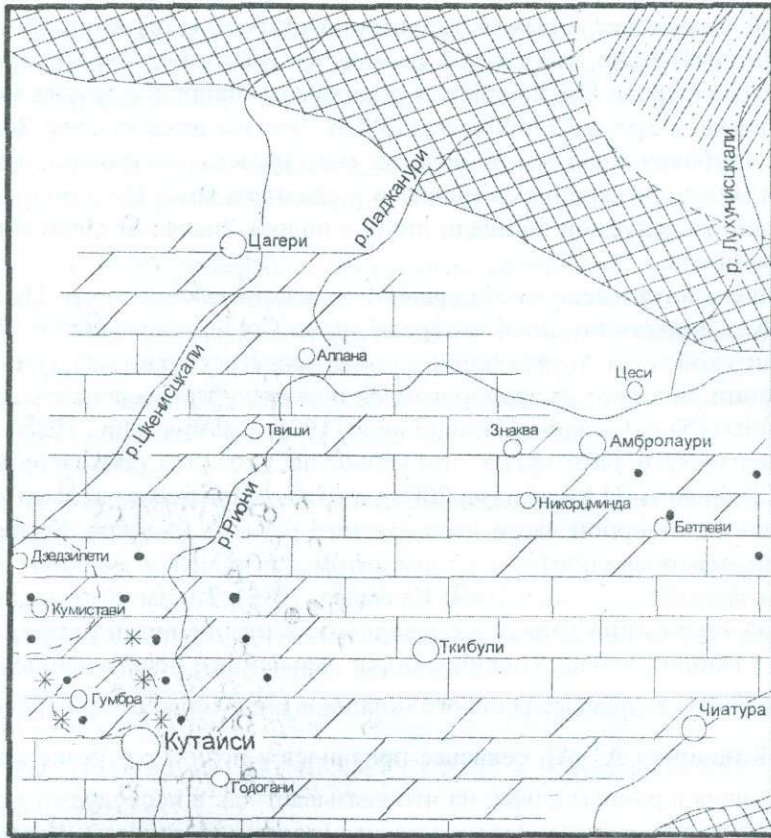


Рис. 6. Схематическая карта фаций и палеогеографии среднего эоцена (хрон *Colombiceras toberi*). Усл. обознач. см. на рис. 1

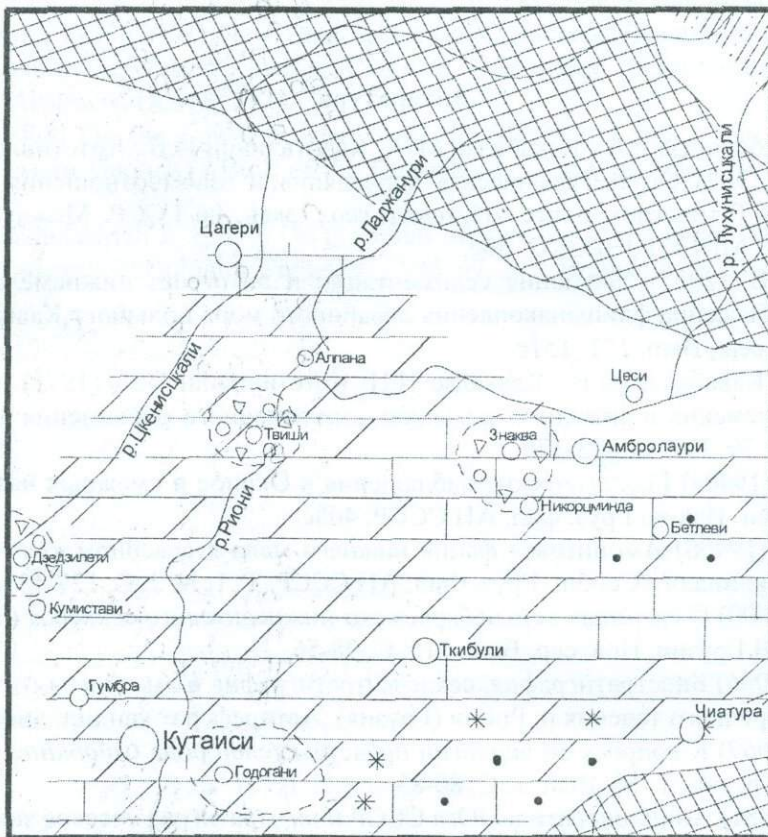


Рис. 7. Схематическая карта фаций и палеогеографии позднего эоцена (начало хрона *Acanthoplites nolani*). Усл. обознач. см. на рис. 1

твующие на южной полосе исследуемой территории острова (Годогани, Кумистави, Гумбра, Твиши) (рис. 6). Примечательно, что в некоторых местах (Годогани, Твиши) трансгрессия перекрыла местные острова в хроне *Erpicheloniceras subnodosocostatum*, а в других местах (например, в Гумбра) – чуть позже, в хроне *Colombiceras tobleri*. Что касается полосы Знаква-Бетлеви, то здесь была более глубоководная часть шельфа (без наличия островов), на что указывает согласный переход между отложениями нижнего и среднего апта. Именно этим следует объяснить то, что по всей исследуемой площади лишь в полосе Знаква-Бетлеви фиксируется наличие зоны *Dufrenoyia furcata*.

В конце среднего апта имело место сравнительное обмеление моря. Началом регрессии, по-видимому, следует считать поздний интервал хрона *Colombiceras tobleri*. В разрезе Твиши отложения верхнеаптской зоны *Acanthohoplites nolani* трансгрессивно, с брекчия-конгломератовым слоем в основании, залегают на эродированной поверхности известняков среднеаптской зоны *Colombiceras tobleri* (Кванталиани, Назаришвили, 1975; Адамия и др., 1988). Стратиграфическое несогласие с признаками размыва на этом уровне наблюдается также в разрезах Никорцминда (Квахадзе, 1972), Знаква (И.Какабадзе, 2006), а слабые признаки размыва – в разрезе Годогани. В других разрезах северной части исследуемого региона (Алпана, Бетлеви, Аскисцкали, Чорджшцкали) как между средним и верхним аптом, так и между верхним аптом и нижним альбом переход согласный (Эристави, 1964; Квахадзе, 1972). Таким образом, в конце среднего апта на исследуемой территории наряду с подводными возвышениями (разрез Годогани) снова появились острова (Твиши, Знаква, Никорцминда), дальнейшее исчезновение которых (рис. 7) уже было связано с началом трансгрессивного подцикла следующего A_3^1 - A_1 секвенса.

Регрессивный подцикл A_3^1 - A_1 секвенса проявился в позднем отрезке хрона *Nuracanthoplites jacobii* и продлился в раннем альбе, на что указывает как в исследуемом регионе, так и на периферии Дзирульского кристаллического массива (например, разрезы: Чумателети, Биджниси) обилие мергелей (в верхнем клансее), глауконитовых известняков (в нижнем альбе) и появление большого количества представителей рода *Aucellina* (Котетишвили, 1998; Кванталиани и др., 2005, а также наши данные).

Литература

- Адамия Ш.А., Гамбашидзе Р.А., Какабадзе М.В., Кванталиани И.В., Котетишвили Э.В., Шарикадзе М.З. (1988) Стратиграфическая корреляция и взаимоотношения фаций меловых отложений в Тетическом поясе // Путевод. геол. экск. по СССР. Междунар. пол. совещ. Проект №262 МПГК ЮНЕСКО. 56с.
- Варсимашвили Э.В. (2005) Эволюция седиментации и литогенез нижнемеловых отложений Восточного бассейна флишенакпления окраинного моря Большого Кавказа // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер., Вып. 121. 151с.
- Девдариани Е.И., Какабадзе М.В., Квахадзе Н.Н., Котетишвили Э.В. (1975) О наличии перерывов в барремских и аптских отложениях юго-западного обрамления Окрибы // Сообщ. АН СССР. Т. 79. №2. С. 373-376.
- Джанелидзе А.И. (1940а) Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР. 408с.
- Джанелидзе А.И. (1940б) Амонитовая фация нижнего мела в северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали // Сообщ. Груз. Фил. АН СССР. Т. 1, № 2. С. 127-131.
- Какабадзе И.М. (2000) О границах верхнебарремско-нижнеаптского секвенса (Западная Грузия) // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 98-56.
- Какабадзе И.М. (2006) Биостратиграфия, секвенсстратиграфия и аммониты готеривско-аптских отложений среднего течения р. Риони (Грузия). Автореферат кандидат. дисс. Тбилиси. 24с.
- Какабадзе М.В. (1967) К вопросу об экологии представителей рода *Colchidites* Djanelidze // Изв. Геол. об-ва Грузии. Т. 5б. Вып. 1. С. 80-83.
- Какабадзе М.В. (1981) Анцилоцератиды Юга СССР и их стратиграфическое значение // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 71. 197с.
- Кванталиани И.В., Назаришвили Т.Ю. (1975) О неизвестных нижнемеловых белемнитидях Грузии // Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 47. С. 132-153.

- Кванталиани И.В., Сахелашвили Л.З. (1998) Некоторые аспекты палеогеографии Грузии в раннебарремское время //Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С. 58-66.
- Кванталиани, И.В., Шарикадзе М.З., Цирекидзе Л.Р. (2005) Аптский ярус //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 120. С. 34-40.
- Квахадзе Н.Н. (1972) Раннемеловые брахиоподы бассейна среднего течения р. Риони (Западная Грузия) и их стратиграфическое значение. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси, Мецниереба. 27с.
- Квахадзе Н.Н. (1981) К биостратиграфии неокомских отложений северной части Грузинской глыбы //Сообщ. АН ГССР. Т. 103. №1. С. 101-104.
- Котетишвили Э.В. (1970) Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 25. 115 с.
- Котетишвили Э.В. (1986) Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморских областей //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 91. 160с.
- Котетишвили Э.В. (1998) Нижнемеловые платформенные карбонаты Грузии //Сб. тр. ГИН АН Грузии. Тбилиси. С. 37-50.
- Лобжанидзе Г.П. (1962) К вопросу о возрасте надургонских известняков Ципского района //Сообщ. АН ГССР. Т. XXVIII. № 5. С. 547-552.
- Шарикадзе М.З. (1975) Стратиграфия и аммониты нижнего мела южной периферии Дзирульского массива. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 22с.
- Эристави М.С. (1952) Грузинская глыба в нижнемеловое время //Тр. ГИН АН ГССР. Сер. геол. Т. VI(XI). С.137-210.
- Эристави М.С. (1964) Нижний мел //Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч.1(Геол. описание. М.: Недра. С.112-141.
- Adamia Sh. A. (1975) Plate tectonics and evolution of the Alpine system: discussion. Bull //Geol. Soc. America. V. 86. P. 719-720.
- Kakabadze M.V. (1979) Facies and Environment of Georgian Ancyloceratids (Lower Cretaceous, USSR) //Aspekte der Kreide Europa. IUGS. Ser. A. P. 141-720.
- Kakabadze I.M., King D.T. (2004) New Data on Lower Cretaceous (Hauterivian-Aptian) sequence stratigraphy within the Western Georgia (Caucasus) //Geol. Soc. of America. Annual Meeting & Exploration. Abstracts. Denver. P.74.
- Kvantaliani I.V. (1999) On the Lower Barremian of the Southern Limb of the Racha-Lechkhumi Syncline (Western Georgia) //Bull. of the Georgian Academy of Sciences. Vol. 159, № 3. P. 438-441.
- Kvantaliani, I. & Sakhelashvili L. (1996) On the zonal subdivision of the lower Barremian sequences in Georgia, Caucasus //Geologica Carpathica. Vol. 47. №5. Bratislava. P. 285-288.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕЮРСКИХ ЗОН И СЛАГАЮЩИХ ИХ АММОНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ГРУЗИИ С ТАКОВЫМИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА И РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

М.В.Топчишвили

Сопоставление нижнеюрских зон и слагающих их аммонитовых комплексов Грузии с таковыми сопредельных регионов Азербайджана и Российской Федерации. М.В.Топчишвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge).

В нижнеюрских отложениях Грузии и прилегающих к ней регионов Азербайджана и Российской Федерации ископаемые остатки головоногих моллюсков распределены неравномерно, но зачастую представлены стратиграфически чрезвычайно важными зональными комплексами с видами, известными в стратотипических разрезах. Это обстоятельство позволяет выделить здесь некоторые зоны Западной Европы и констатировать их присутствие. Фактический материал позволил уточнить стратиграфический диапазон отдельных видов аммонитов и дополнить ими некоторые зональные подразделения. На основании данных, полученных в результате сопоставления нижнеюрских зон Грузии и сопредельных с ней регионов сделаны выводы о сходстве и различиях слагающих их аммонитовых комплексов.

საქართველოს და მომიჯნავე აზერბაიჯანის და რუსეთის ფედერაციის რეგიონების ქვედაიურული ზონების და მათი შემადგენელი ამონიტების კომპლექსების კორელაცია. მ.თოფჩიშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge).

საქართველოს და მომიჯნავე აზერბაიჯანის და რუსეთის ფედერაციის რეგიონების ქვედაიურულ ნალექებში თავფხიანი მოლუსკების ნაშთები არათანაბრად არის განაწილებული, მაგრამ ხშირად ისინი სტრატოგრაფიულად განსაკუთრებით მნიშვნელოვანი ზონური კომპლექსებითაა წარმოდგენილი. მათი შემადგენელი სახეობები ცნობილია სტრატოტიპულ ჭრილებში. ეს გარემოება საშუალებას იძლევა შემცველ ნალექებში გამოიყოს დასავლეთევროპული ზოგი ზონა და მოხდეს მათი არსებობის კონსტატაცია. ფაქტობრივად მასალამ რამდენადმე დააზუსტა ამონიტების ცალკეული სახეობების სტრატოგრაფიული დიაპაზონი და შეავსო ზოგიერთი ზონური ქვედანაყოფი. საქართველოს და მეზობელი რეგიონების ქვედაიურული ზონების შეპირისპირების შედეგების ანალიზის საფუძველზე გაკეთდა დასკვნები მათი შემადგენელი ამონიტური კომპლექსების მსგავსება-განსხვავების შესახებ.

Correlation of the Lower Jurassic Zones and Their Constituent Ammonite Complexes of Georgia with the Adjacent Regions of Azerbaijan and Russian Federation. M. Topchishvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. №1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge).

In the Lower Jurassic deposits of Georgia and the adjacent regions of Azerbaijan and Russian Federation fossil remains of cephalopods are irregularly distributed; but stratigraphically highly valuable zonal complexes, comprising the species that are known in stratotype sections, often represent them. This circumstance allows to allocate here zones of Western Europe and to ascertain their presence. The collected actual material has enabled to update the stratigraphic range of separate species of ammonites and to supplement with them some zonal subdivisions. Resulting from the data, obtained due to correlation of the Lower Jurassic zones of Georgia with its contiguous regions is made an inference on the similarity and difference between the constituent ammonitic complexes of the above regions.

Нижнеюрские отложения на территории Грузии и прилегающих к ней регионов Азербайджана и Российской Федерации имеют весьма широкое распространение. Особенно большие площади они охватывают в пределах Складчатой системы Большого Кавказа (Кавкасиони). Значительно ограниченные выходы нижнеюрских отложений развиты в Закавказской межгорной области и в Складчатой системе Малого Кавказа (Антикавказиони).

Нижний отдел юры сложен в основном терригенными образованиями. Это конгломераты, различные песчаники, алевролиты и глинистые породы с редкими прослоями и линзами известняков. Последние, правда, весьма редко встречаются и в виде отдельных выходов. Подчиненную роль играют вулканогенные образования. Однородные глинистые толщи достигают значительной мощности, и их подразделение связано с большими трудностями. В указанных отложениях ископаемые остатки головоногих моллюсков распределены неравномерно, но нередко

часто представлены зональными комплексами, содержащими многочисленные виды, известные из стратотипических разрезов. Это обстоятельство позволяет выделить некоторые зоны Западной Европы и констатировать их присутствие в нижнеюрских отложениях Грузии и соседних с ней регионов, разрезы которых могут служить эталоном для ряда районов Альпийской складчатой системы.

В основу зонального расчленения нижней юры положен стандартный набор зон Северо-Западной Европы, разработанный W.Dean с соавторами (1961). Фаунистически обоснованный геттанг на Кавказе отсутствует, поэтому в данной работе рассматриваются зоны синемюрского, плинсбахского и тоарского ярусов.

Вопросы зональной стратиграфии нижней юры Грузии рассмотрены в работах К.Ш.Нуцубидзе (1962), М.В.Топчишвили (1987б; М.Торчидшвили, 1996), по Северному Кавказу Российской Федерации - в трудах Н.В.Безносова и др. (1962), В.П.Казаковой (1963), по Азербайджану - В.Б.Агаева, Т.А.Гасанова (1970) и Г.А.Гасанова (1971). В 1992 году К.О.Ростовцев (1992в) суммировал большую часть материала по зональному расчленению юры Кавказа, в том числе и нижней юры на основании аммонитовой фауны.

Фактический материал позволил несколько уточнить стратиграфический диапазон отдельных видов аммонитов и дополнить ими некоторые зональные подразделения.

Целью данной работы является корреляция зональных подразделений нижней юры Грузии и соседних областей, а также выяснение изменений характера слагающих их аммонитовых комплексов.

В нижнеюрском седиментационном цикле Грузии самая древняя зона, наиболее достоверно обоснованная остатками аммонитов, выделяется в пределах Локско-Карабахской тектонической зоны¹, в нижней части слюдистых песчаников с конкрециями и линзами карбонатных пелитолитов локчайской свиты, выступающей на перифериях Локского выступа. Эта нижняя зона синемюра - *Bucklandi*, представленная следующим комплексом аммонитов: *Erammonites cf. latusulcatus* (Quenst.), *Vermiceras ultraspiratum* Fuc., *V. cf. solarioides* Cos., *V. spiratissimum* (Quenst.), *V. francisci* Fuc., *V. cf. scylla* (Rein.), *Metophioceras cordieri* (Can.), *M. cordieri bifurcata* (Nout.) и *Arnioceras kridioides* (Hyatt) (Нуцубидзе, 1966; Топчишвили, 1998).

Расположенную выше зону *Semicostatum* характеризуют *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.), *A. harpoides* Erb., *A. italicum* Fuc. (Топчишвили и др., 2006).

Обе эти биостратиграфические единицы охарактеризованы руководящими аммонитами, смена которых происходит в той же последовательности, что и в стратотипическом разрезе, благодаря чему здесь представляется возможным выделить нижнесинемюрские стандартные зоны, установленные в Европе.

В азербайджанской части Локско-Карабахской зоны синемюрские отложения развиты в Шамхорском антиклинории (междуречье Асрикчай и Ахынджачай), где они представлены серыми, массивными песчаниками с мергелистыми и песчанистыми конкрециями и линзами кварцевых конгломератов (80 м), принадлежащих к беюккишлакской свите (Гасанов и др., 1992). Аммонитовая фауна нижнего синемюра Азербайджана значительно беднее грузинской. Однако, несмотря на различие в количестве форм, их общий характер на уровне родов, в большинстве случаев, сходен. Присутствие стратиграфических уровней, соответствующих зонам *Bucklandi* и *Semicostatum* здесь подтверждается находками *Canavarites* sp. ind., *Arietites* sp. ind., *Coroniceras* sp. ind., *Vermiceras* sp. ind. и *Arnioceras abjectum* (Fuc.), *A. sp.* (Гасанов, 1971; 1997).

Кровля нижнесинемюрского подъяруса, охватывающая зону *Turneri*, как в грузинской (Зесашвили, 1959, 1967; Панов, 1978), так и в азербайджанской (Гасанов, 1971) частях Локско-Карабахской зоны охарактеризована единичным видом *Microderoceras birchi* (Sow.) (см. схему), позволяющим выделить слои с одноименным аммонитом.

Присутствие самой верхней зоны синемюра *Raricostatum* устанавливается по характерному комплексу аммонитов из верхней части локчайской свиты, сложенной слюдистыми песчаниками. К ней принадлежат *Echioceras raricostatum* (Ziet.) (Зесашвили, 1967), *Paltechioceras elicatum* Buck., *P. dignatm* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Böse), *Epideroceras steinmanni* (Hug) и *E. lorioli* (Hug) (Топчишвили, 1989, 1998). Из этой части свиты В.И.Зесашвили, Г.А.Чихрадзе (1965) и позднее нами (Топчишвили и др., 2006) отмечался *Oxynoticeras cf. haueri* Fuc., в

¹ Мною использованы схемы тектонического районирования Грузии и Кавказа И.П.Гамкрелидзе (1984, 2000) с некоторыми изменениями.

действительности представляющий собой *Gleviceras cf. doris* (Rein.) со стратиграфическим диапазоном, ограниченным зоной *Raricostatum*.

В Азербайджане к этой зоне относятся верхние горизонты песчаников беюккишлакской свиты с *Echioceras declivis* Truem. et Will. и *Eoderoceras* sp. ind. (Гасанов, 1971).

На Дзирульском выступе Центральной зоны воздымания с зонами *Semicostatum* и *Turneri* нижнего синемюра могут быть сопоставлены слои кварцево-слюдистых песчаников мартотубанской свиты (100 м) с *Arnioceras ceratitoides* (Quenst.), *Vermiceras* sp. и *Microderoceras* sp.

Севернее, на территории южного склона Большого Кавказа, в пределах Чхалтинско-Лайлинской зоны Сванети, в осадках синемюра (сванетская свита) – конгломераты, гравелиты, грубо- и мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев и линзами известняков (400 м) выделяются (Топчишвили, 1987а) две нижнесинемюрские зоны. Причем, нижняя из них – *Bucklandi* – охарактеризована присутствием *Vermiceras spiratissimum* (Quenst.), *V. scylla* (Rein.), *V. spiratissimum latesella* (Erb.) (Чихрадзе, 1967), а верхняя – *Semicostatum* – представлена *Arnioceras geometricoides* Erb., *A. cf. miserabile* (Quenst.) и *A. cf. speciosum* Fuc. Значительно более многочисленны остатки аммонитов позднего синемюра из аргиллитов с прослоями мергелей и известняков (95 м) чедымской свиты, обнажающиеся в Центральной Абхазии (Гагрско-Джавская зона). К ним относятся *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Paltechioceras boehmi* (Hug), *P. elicatum* Buck., *P. nobile* (Truem. et Will.), *P. studeri* (Hug), *P. bavaricum* (Böse), *P. recticostatum* (Truem. et Will.), *P. favrei* (Hug), *P. aureolum* (Buck. et Simp.), *P. dignatum* Truem. et Will., *P. rothpletzi* (Böse), *Leptechioceras meigeni* (Hug), *L. nodotianum* (d'Orb.), *Epideroceras steinmanni* (Hug), и *E. lorioli* (Hug) (Топчишвили, 2001). Стратиграфическое распространение представителей этих аммонитов в целом отвечает зоне *Raricostatum*.

В западной части южного склона Большого Кавказа, на территории Российской Федерации, нижние горизонты юры (330 м), охватывающие зону *Bucklandi*, выделяются в составе эстосадовской свиты, представленной кварцевыми конгломератами, полимиктовыми песчаниками и полосчатыми глинистыми сланцами с *Arietites cf. bucklandi* (Sow.) и *A. cf. grossi* (Wright), найденными на правом берегу р.Мзымта (Панов, 1976; Ростовцев, 1992б).

На Северном Кавказе (территория Российской Федерации) синемюр, охарактеризованный аммонитовой фауной, выступает в пределах Лабино-Малкинской зоны в виде конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников с линзами оолитовых и ракушняковых железняков, а также пачкой аргиллитов с редкими прослоями песчаников, конгломератов и линзами известняков (до 170 м). В этих отложениях, объединенных в бугунжинскую свиту, в долине одноименной реки и на плоскогорье Малый Бамбак отмечаются находки *Microderoceras birchi* (Sow.), *Oxynoticeras oxynotum* (Quenst.), *Echioceras cf. exortum* (Simp.), *Gleviceras victor* (Dum.), *G. doris* (Rein.) (= *Oxynoticeras haueri* Fuc.) (Ростовцев, 1962, 1968; Безносков и др., 1973) и *E. declivis* Truem. et Will. (Станкевич, 1964), на основании которых можно говорить о наличии здесь синемюрских зон *Turneri*, *Oxynotum* и *Raricostatum*.

Как видно, фауна аммонитов синемюра Северного Кавказа беднее грузинской. В ее составе присутствуют виды, характерные для верхнего подъяруса синемюра – зон *Oxynotum*, *Raricostatum* и кровли нижнего синемюра – зона *Turneri*. Более ранние представители нижнесинемюрских зон здесь отсутствуют. Существенно отличается их видовой состав, причем общей формой является лишь *Microderoceras birchi* (Sow.) (см. схему).

Вышележащие плинсбахские отложения имеют более широкое развитие. В их нижней части, по сравнению с верхней, сообщество аммонитов малочисленно и слабее дифференцировано в пространстве.

Достоверно обоснованные аммонитами оба подъяруса плинсбаха устанавливаются в Центральной зоне воздымания, на юго-западной периферии Дзирульского выступа. Здесь, в карбонатно-терригенных отложениях квирильской свиты (40 м) и в красных органогенных известняках (8 м) шрошской свиты зоны плинсбаха охарактеризованы несколькими комплексами руководящих аммонитов – *Uptonia jamesoni* (Sow.), *Phricodoceras taylori* (Sow.), а также *Tropidoceras ellipticum* (Sow.) и *T. stahli* (Opp.) (Ростовцев и др., 1992; Топчишвили, 1996), приуроченных к отложениям квирильской свиты, что позволяет с определенной долей условности выделить зоны *Jamesoni* и *Ibex* нижнего плинсбаха. Выше, в красных известняках шрошской свиты происходит обновление аммонитовой фауны, принадлежащей зонам *Margaritatus* и *Spinatum*. Они представлены следующими видами: *Amaltheus subnodosus* (Y. et B.), *A. subnodosus howarthi* Steph.,

A. margaritatus Montf., *A. coronatus* (Quenst.), *Pleuroceras spinatum* (Brug.) (Гамкрелидзе, 1932; Нуцубидзе, 1966; Топчишвили, 1996).

По аммонитам *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) и *T. cf. ellipticum* (Sow.) (Топчишвили, 1989) из верхней части слюдистых песчаников локчайской свиты (90 м), распространенной на Локском выступе древнего фундамента (Локско-Карабахская зона), устанавливается зона нижнего плинсбаха - Ibex. В составе расположенной выше флишоидной толщи джандарской свиты (230 м) по одноименным аммонитам выделены вспомогательные стратиграфические подразделения - слои с *Amaltheus margaritatus* и *Pleuroceras spinatum* (Топчишвили, 2000).

В азербайджанской части Локско-Карабахской зоны из-за отсутствия руководящих видов плинсбахского яруса установление западноевропейских зон не представляется возможным.

Севернее, в пределах южного склона Большого Кавказа плинсбахские зоны, охарактеризованные комплексами аммонитов, развиты в абхазской части Гагра-Джавской зоны, где они выделяются в карбонатных аргиллитах с прослоями мергелей и линзами известняков ахипосской свиты (400 м) и в аргиллитах с прослоями мелкозернистых песчаников латской свиты (500 м). Из разных слоев нижней толщи известны (Топчишвили, 1996, 2000) *Platypleuroceras variscoi* Par., *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) и *Uptonia angusta* (Quenst.). Слои с первым аммонитом коррелируются с нижней зоной плинсбаха Jamesoni, а слои с остальными аммонитами - с зоной Ibex. В верхней части толщи отмечается (Адамия, 1977) находка *Aegoceras cf. lataecosta* (Sow.), позволяющая наметить присутствие верхней зоны нижнего плинсбаха - Davoei.

В вышележащих аргиллитах латской свиты обнаружены *Amaltheus margaritatus* Montf. и *A. stokesi* (Sow.), характеризующие стандартную зону Margaritatus верхнего плинсбаха. Эту зону можно выделить несколько севернее в пирокластолитах андезито-базальтового состава с мало-мощными пачками глинистых сланцев кутыкухской свиты (200 м), содержащих *Amaltheus stokesi* (Sow.), *A. cf. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* How. и *A. margaritatus* Montf. Из более верхних слоев известен (Панов, 1976) *Amaltheus cf. reticularis* (Simp.), характеризующий самую верхнюю зону плинсбаха - Spinatum.

Подтверждением тому, что зона Margaritatus на южном склоне Большого Кавказа и в тектонической зоне Главного хребта должна иметь весьма широкое развитие, служат *Amaltheus stokesi* (Sow.), *A. margaritatus* Montf., *A. subnodosus* (Y. et B.) и *A. striatus* How. (Гамкрелидзе, 1940; Химшиашвили, 1974; Хуцишвили, 1972; Топчишвили и др., 2006), указанные из глинистых сланцев твиберской, муашской и циклаурской свит зоны Главного хребта, Гагра-Джавской зоны Сванети и Казбегско-Лагодехской зоны Кахети.

Восточнее, на территории азербайджанской части Казбегско-Лагодехской зоны южного склона Большого Кавказа имеется лишь одна находка *Amaltheus margaritatus* Montf. (севернее с. Мазым) из глинистых сланцев белоканской свиты (Агаев, 1997).

В западной части зоны Главного хребта, на территории Российской Федерации (басс. рр. Белая, Киша, Алоус), наиболее низкий уровень плинсбаха, соответствующий зоне Jamesoni, устанавливается в переслаивающихся алевролитах, песчаниках и аргиллитах с прослоями сидеритизированных известняков вверху (бугунжинская свита, Безносов и др., 1973; веринютская свита, Панов, 1976) находкой вида-индекса.

Выше следует песчано-глинистая толща, известная под названиями чубинской, или безенгийской свиты (Панов, 1976; Панов, Безносов, 1992), которые выступают на поверхность в северо-западной части горст-антиклинория Центрального Кавказа, в междуречье Белой и Баксана, а также в междуречье Белой и Чегема. Они содержат *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. depressus* (Simp.). Отложения безенгийской свиты с представителями *Amaltheus*-ов и *Arietoceras cf. algovianum* (Opp.) развиты также в составе зоны Главного хребта, в восточно-балкарском районе (междуречье Чегема и Сехоладона).

Юго-восточнее верхнеплинсбахские отложения, обоснованные богатым комплексом аммонитов, обнажаются на южном склоне Скалистого хребта в междуречье Уруха и Терека (Осетия). В основании этих отложений прослеживаются массивные песчаники и гравелиты, переслаивающиеся с аргиллитами (35 м), в средней части - аргиллиты и алевролиты (50 м) с пластами известняков, переходящих выше в песчаники с пачками аргиллитов и алевролитов (25 м). Эти отложения объединяются в мизурскую свиту, которая содержит как среднеевропейские *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. laevis* (Quenst.), *A. depressus* (Simp.), *A. cf. stokesi* (Sow.), так и средиземноморские *Arietoceras cf. algovianum* (Opp.), *A. cf. retrosicosta* (Opp.), *A. cf. bertrandi* (Kil.) и *A. cf. perspiratum* Fuc. (Безносов и др., 1973; Панов, 1997). Из средиземноморских аммо-

нитов только *A. cf. retrosicosta* (Opp.) своим стратиграфическим распространением ограничен зоной Margaritatus.

В верхнеплинсбахских отложениях Восточной Балкарии, басс. рр.Белая, Алоус, Лаба, Теберда и Киртых Н.В.Безносос и К.О.Ростовцев (Решение., 1984) выделяли зону Margaritatus. К.О.Ростовцев (1992в) ее выделяет и в Осетии (междуречье Уруха и Терека). В этих районах слои, подстилающие и перекрывающие отложения с амальтеидами и ариетицерасами, лишены зональных форм, следовательно, смена в последовательности комплексов аммонитов нарушена. Поэтому здесь можно говорить лишь о присутствии данной зоны.

Зона Margaritatus устанавливается также в подзоне Восточного погружения зоны Главного хребта, на территории осевой части Бокового хребта (басс. р.Андийское Койсу), в толще глинистых сланцев с отдельными прослоями и пакетами мелкозернистых песчаников (2500 м) глясудинской, хваршинской и частично кейдинской свит, обнажающихся в басс. р.Андийское Койсу. Большая часть толщи охарактеризована средиземноморскими аммонитами (Безносос и др., 1973; Казакова и др., 1986), среди которых стратиграфическое распространение *Arieticeras cf. domarense* (Men.), *A. cf. amalthei* (Opp.) и *A. cf. crassitesta* (Quenst.) не выходит за пределы зоны Margaritatus.

В подзоне Западного погружения зоны Главного хребта на основании вида-индекса зоны Margaritatus, найденного в толще конгломератов, аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов свиты Хахопсе, можно выделить слои с одноименным аммонитом.

Самые северные выходы плинсбахских отложений, наиболее хорошо обоснованные архистратиграфическими видами, выступают на поверхность в Лабино-Малкинской зоне. В ее западной части (басс. рр.Большая и Малая Лаба) они выделяются в чубинскую свиту (Ростовцев, 1992а). В основании толщи залегают базальные слои криноидных известняков (3 м) с *Tragophylloceras huntoni* (Simp.), *T. anonimum* (Haas), *Tropidoceras ellipticum* (Sow.), *T. obtusum* (Futt.), *T. cf. stahli* (Simp.), достоверно подтверждающие присутствие в базальных слоях известняков средней зоны нижнего плинсбаха - Ibex.

На криноидные известняки налегают аргиллиты с сидеритами, в верхней части переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, в средней - с горизонтом ахызыртских песчаников (100-150 м). Мощность всей толщи 350 м. Из разных уровней нижней части чубинской свиты указываются находки (Казакова, 1963; Безносос и др., 1973; Ростовцев, 1992а) *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. evolutus* Buck., *A. striatus* How., *A. subnodosus* (Y. et B.), *A. laevigatus* How., *A. depressus* (Simp.), *A. coronatus* (Quenst.), *A. nodifer* (Buck.), *A. laevis* (Quenst.), *A. cf. lenticularis* (Y. et B.) и *A. cf. reticularis* (Simp.).

На основании данного комплекса Н.В.Безносос, В.П.Казакова и др. (1962) выделили местную зону *Depressus-Laevis*. Мы разделяем мнение К.О.Ростовцева (Решение., 1984), выделившего здесь стандартную зону Margaritatus, верхняя граница которой отбивается по появлению слоев *Bechteri*, объединяющих в своем составе *Pleuroceras bechteri* Frenzt. и *P. solare* (Phill.) (Ростовцев, 1968) с стратиграфическими диапазонами, соответствующими зоне *Spinatum*. Эту зону характеризуют также одноименный вид, отмеченный А.Л.Цагарели и др. (1959), и приведенные в списке *Amaltheus cf. lenticularis* (Y. et B.) и *A. cf. reticularis* (Simp.). Однако две последние формы для точных стратиграфических выводов использовать нецелесообразно, поскольку здесь они встречаются совместно с многочисленными представителями зоны Margaritatus.

Восточнее отложения плинсбаха, в частности его нижнего подъяруса, развиты в басс. рр. Уруп, Большой и Малый Зеленчук, где они входят в состав хумаринской (угленосной) свиты. Ее слагают кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами углей. Из кровли свиты известны (Безносос и др., 1973) *Uptonia cf. ignota* (Simp.), *Polymorphites polymorphus* (Quenst.), характерные для зоны *Jamesoni* нижнего плинсбаха, а также *Tropidoceras masseanum* (d'Orb.) и *T. flandrini* (Dum.), приуроченные своим распространением к зоне Ibex. Совместное присутствие в разрезе разновозрастных аммонитов *Uptonia* и *Polymorphites* среди *Tropidoceras*-ов, видимо, указывает на их реликтовый характер, утративших стратиграфическое значение. Следовательно, при определении возраста отложений предпочтение надо отдать более молодым элементам (Топчишвили, 2000), указывающим на зону Ibex, тем более, что в западной части Лабино-Малкинской тектонической зоны ее присутствие подтверждается руководящими комплексами аммонитов.

В междуречье Уруп-Кяфар и по р.Большой Зеленчук на хумаринскую свиту с размывом налегает себельдинская свита, представленная однообразными аргиллитами с конкрециями си-

Схема сопоставления равнорских зональных комплексов головоногих моллюсков (аммониты) Грузии с сопредельными регионами Азербайджана и Северного Кавказа

СИСТЕМА ОУЗЛА ГРУС ИДЪЯРЪУС	зоны	Характерные комплексы аммонитов Грузии	Характерные комплексы аммонитов Азербайджана	Характерные комплексы аммонитов Северного Кавказа
ТОГАРСКИЙ ВЕРХНИЙ	LEVESQUEI	<i>Dumortiera levesquei</i> (d'Orb.), <i>D. exigua</i> Buck., <i>D. tabulata</i> Buck., <i>D. brancoi</i> Ben., <i>D. radiosa</i> (Seeb.), <i>D. subundulata</i> (Bran.), <i>D. pseudoradiosa</i> (Bran.), <i>D. gundershofensis</i> (Haug), <i>D. bleicheri</i> Ben., <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>D. striatolocostata</i> (Quenst.), <i>D. cf. costula</i> (Rein.), <i>D. sparsicostata</i> (Haug), <i>D. suevica</i> (Haug), <i>Pleydellia aalenis</i> (Ziet.), <i>P. crinita</i> (Buck.), <i>P. subcompta</i> (Bran.)	<i>Dumortiera tabulata</i> Buck., <i>D. exigua</i> Buck., <i>D. bleicheri</i> Ben., <i>D. levesquei</i> (d'Orb.)	<i>Dumortiera subundulata</i> (Bran.), <i>D. rhodanica</i> (Haug), <i>D. levesquei</i> (d'Orb.), <i>D. livadiensis</i> Moiss., <i>D. gundershofensis</i> (Haug), <i>D. pseudoradiosa</i> (Bran.), <i>D. brancoi</i> Ben., <i>D. latescens</i> Buck., <i>D. moorei</i> (Lyc.), <i>D. cf. striatolocostata</i> (Quenst.), <i>D. explanata</i> Buck., <i>D. falcoflia</i> (Quenst.), <i>D. munieri</i> (Haug), <i>D. nicklesi</i> Ben., <i>D. signata</i> Buck., <i>Pleydellia aalenis</i> (Ziet.), <i>P. distans</i> (Buck.), <i>P. cf. leura</i> Buck., <i>P. mactra</i> (Dum.), <i>P. costulata</i> (Ziet.), <i>P. burtonensis</i> (Buck.), <i>P. subcandida</i> (Buck.)
	THOUARSENSE	<i>Grammoceras thouarsense</i> (d'Orb.), <i>G. striatulum</i> (Sow.), <i>G. penestriatulum</i> Buck., <i>G. quadratum</i> (Haug), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayle), <i>P. subquadratum</i> (Buck.), <i>P. tusheticum</i> Topch., <i>P. saemanni</i> (Dum.), <i>P. cotteswoldiae</i> Buck., <i>P. bingmanni</i> (Denk.), <i>Polyplectus discoides</i> (Ziet.)	<i>Grammoceras thouarsense</i> (d'Orb.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayle), <i>P. saemanni</i> (Dum.), <i>P. subquadratum</i> (Buck.), <i>P. muelleri</i> Denk., <i>P. cotteswoldiae</i> Buck., <i>Polyplectus discoides</i> (Ziet.)	<i>Grammoceras thouarsense</i> (d'Orb.), <i>G. doerntense</i> (Denck.), <i>G. quadratum</i> (Haug), <i>G. striatulum</i> (Sow.), <i>Pseudogrammoceras fallaciosum</i> (Bayle), <i>P. saemanni</i> (Dum.), <i>P. subquadratum</i> (Buck.), <i>P. bingmanni</i> (Denk.), <i>P. cotteswoldiae</i> Buck., <i>P. muelleri</i> (Denck.), <i>P. pedicum</i> Buck., <i>P. regale</i> Buck.
	VARIABLES	<i>Phymatoceras comense evoluta</i> (Renz), <i>P. comense multicostata</i> (Renz), <i>P. cf. tirolense</i> (Hauer), <i>Haugia cf. variabilis</i> (d'Orb.)		<i>Phymatoceras tirolense</i> (Hauer), <i>P. chelussi</i> (Parish et Viall), <i>P. cf. comense</i> Buck., <i>Haugia cf. variabilis</i> (d'Orb.), <i>H. eseri</i> (Opp.)
	BIFRONS	<i>Peronoceras subarmatum</i> (Y. et B.), <i>Catacoeloceras raquinianum</i> (d'Orb.), <i>Hildoceras bifrons</i> (Brug.), <i>H. cf. sublevisoni</i> Fuc., <i>H. lateplicata</i> Nout., <i>Praehaploceras zwieseleri</i> Monest., <i>Orithidaites orthus</i> Buck.		<i>Dactyloceras commune</i> (Sow.), <i>D. arcus</i> Buck., <i>D. attenuatus</i> (Simp.), <i>D. cf. annulatum</i> (Sow.), <i>D. cf. anguinum</i> (Rein.), <i>D. marioni</i> (Liss.), <i>Peronoceras subarmatum</i> (Y. et B.), <i>P. cf. desplacei</i> (d'Orb.), <i>Hildoceras sublevisoni</i> Fuc., <i>H. mercati</i> (Sow.), <i>H. bifrons</i> (Brug.)
	FALCIFER	<i>Harpoceras falcifer</i> (Sow.), <i>H. mulgravium</i> (Y. et B.), <i>Hildaites serpentinus</i> (Rein.)		<i>Harpoceras exaratum</i> (Y. et B.), <i>H. mulgravium</i> (Y. et B.), <i>H. cf. falcifer</i> (Sow.), <i>H. alternatus</i> (Simp.), <i>Hildaites serpentinus</i> (Rein.), <i>Hildoceras levisoni</i> (Simp.)
	TENUICOSTATUM		<i>Dactyloceras cf. semicelatum</i> (Simp.)	<i>Dactyloceras semicelatum</i> (Simp.), <i>D. cf. tenuicostatum</i> (Y. et B.), <i>D. cf. lamellosum</i> (Matibeuze)
	SPINATUM	<i>Pleuroceras spinatum</i> (Brug.), <i>Amaltheus cf. reticularis</i> (Simp.)		<i>Pleuroceras spinatum</i> (Brug.), <i>P. bechleri</i> Frenzt., <i>P. solare</i> (Phill.)
	MARGARITATUS	<i>Amaltheus margaritatus</i> Montf., <i>A. laevigatus</i> How., <i>A. striatus</i> How., <i>A. subnodosus</i> (Y. et B.), <i>A. stokesi</i> (Sow.), <i>A. subnodosus howarthi</i> Steph., <i>A. coronatus</i> (Quenst.)	<i>Amaltheus margaritatus</i> Montf.	<i>Amaltheus margaritatus</i> Montf., <i>A. laevis</i> (Quenst.), <i>A. depressus</i> (Simp.), <i>A. stokesi</i> (Sow.), <i>A. evolutus</i> (Buck.), <i>A. striatus</i> How., <i>A. subnodosus</i> (Y. et B.), <i>A. laevigatus</i> How., <i>A. coronatus</i> (Quenst.), <i>A. nodifer</i> (Buck.), <i>Arietoceras cf. retrascostata</i> (Opp.), <i>A. cf. domarensis</i> (Men.), <i>A. cf. amalthei</i> (Opp.), <i>A. cf. crassitesta</i> (Quenst.)
	DAVOEI	<i>Aegoceras cf. latacostata</i> (Sow.)		
	IBEX	<i>Tropidoceras masseanum</i> (d'Orb.), <i>T. ellipticum</i> (Sow.), <i>T. stahli</i> (Opp.), <i>Uptonia angusta</i> (Quenst.)		<i>Tragophylloceras huntoni</i> (Simp.), <i>T. anonimum</i> (Haas), <i>Tropidoceras ellipticum</i> (Futt.), <i>T. obtusum</i> (Sow.), <i>T. cf. stahli</i> (Simp.), <i>T. masseanum</i> (d'Orb.), <i>T. flandrini</i> (Dum.)
JAMESONI	<i>Uptonia jamesoni</i> Sow., <i>Phricadoceras taylora</i> (Sow.), <i>Platyleuroceras warisoi</i> Par.		<i>Uptonia jamesoni</i> Sow.	
СИВЕРМОРСКИЙ ВЕРХНИЙ	RARICOSTATUM	<i>Echioceras raricostatum</i> (Ziet.), <i>Paltechioceras elicium</i> Buck., <i>P. havaricum</i> (Böse), <i>P. dignatum</i> Truem. et Will., <i>P. rothpletzi</i> (Böse), <i>P. boehmi</i> (Hug), <i>P. recticostatum</i> (Truem. et Will.), <i>P. nobile</i> (Truem. et Will.), <i>P. favrei</i> (Hug), <i>P. aureolum</i> (Buck. et Simp.), <i>P. shuderi</i> (Hug), <i>Leptechioceras meigeni</i> (Hug), <i>L. nodotatum</i> (d'Orb.), <i>Epideroceras steinmanni</i> (Hug), <i>E. lorioli</i> (Hug), <i>Gleviceras cf. doris</i> (Rein.)	<i>Echioceras declivis</i> Truem. et Will., <i>Eoderoceras</i> sp. ind.	<i>Gleviceras victor</i> (Dum.), <i>G. doris</i> (Rein.), <i>Echioceras cf. exortum</i> (Simp.), <i>E. declivis</i> Truem. et Will.
	OXYNOTUM			<i>Oxynotoceras oxynotum</i> (Quenst.)
	OBTUSUM			
	TURNERI	<i>Microderoceras cf. birchi</i> (Sow.)	<i>Microderoceras birchi</i> (Sow.)	<i>Microderoceras cf. birchi</i> (Sow.)
	SEMICOSTATUM	<i>Arnioceras ceratitoides</i> (Quenst.), <i>A. geometricoides</i> Erb., <i>A. cf. miserabile</i> (Quenst.), <i>A. cf. speciosum</i> Fuc., <i>A. italicum</i> Fuc., <i>A. harpoides</i> Erb.	<i>Arnioceras abjectum</i> (Fuc.), <i>Coroniceras</i> sp. ind.	
НИЖНИЙ	BUCKLANDI	<i>Epammonites cf. laticulatus</i> (Quenst.), <i>Vermiceras spiratissimum</i> (Quenst.), <i>V. spiratissimum latesella</i> Erb., <i>V. francisci</i> Fuc., <i>V. scylla</i> (Reyn.), <i>V. ultraspiratum</i> (Fuc.), <i>V. cf. solaroides</i> Costa, <i>Metophioceras cordieri</i> (Can.), <i>M. cordieri bifurcata</i> Nout., <i>Arnioceras kriditoides</i> (Hyatt)	<i>Arietites</i> sp. ind., <i>Canavarites</i> sp. ind., <i>Vermiceras</i> sp. ind.	<i>Arietites cf. bucklandi</i> (Sow.), <i>A. cf. grossi</i> (Wright)
	ГЕТТАНСКИЙ			

дерита и редкими прослоями алевролитов. Низы свиты по находке вида-индекса зоны *Margaritatus* относятся к верхнему плинсбаху (Безносков и др., 1973).

Анализ палеонтологического материала показывает, что плинсбахские аммониты Северного Кавказа (Российская Федерация) похожи на грузинские, но отличаются от них богатством и разнообразием форм, особенно слагающих зону *Margaritatus*, среди которых часто встречаются средиземноморские ариетицерасы, хотя единичные их представители имеются как в Грузии (Топчишвили и др., 2006), так и на территории Азербайджана (Гасанов, 1971). В Грузии все зоны плинсбаха охарактеризованы руководящими видами, правда верхнюю зону нижнего плинсбаха - *Davoei* – представляет лишь один вид, а на Северном Кавказе она вообще лишена аммонитовых остатков. В Азербайджане (южный склон БК) из всех зон плинсбахского яруса констатируется только одна – *Margaritatus* по единственному одноименному аммониту.

Плинсбахские отложения почти везде сменяются тоарскими с комплексами характерных аммонитов, позволяющих установить в их составе западноевропейские зоны.

В юго-восточной части Грузии, на территории Локско-Карабахской зоны, тоар охватывает часть флишоидной толщи джандарской свиты, выступающей на перифериях Локского выступа древнего фундамента. В отложениях свиты встречается вид-индекс зоны *Falcifer*; *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *P. fibulatum* (Sow.) и *Hildoceras lateplicata* Nout. - характерные для зоны *Bifrons* нижнего тоара, а также *Phymatoceras* cf. *narbonense* (Buck.), вид, который, согласно Ж.Гекс (Guex, 1972) и Ж.Габилы (Gabilly, 1976), встречается в пределах данной зоны. *Grammoceras* cf. *fluitans* (Dum.), *G.* cf. *penestriatulum* Buck., *Pseudogrammoceras* cf. *fallaciosum* (Bayle) позволяют установить здесь зону *Thouarsense* верхнего тоара. Над последней зоной выделяются слои с *Dumortieria striatulocostata*, коррелируемые с самой верхней зоной тоара – *Levesquei*.

В азербайджанской части Локско-Карабахской зоны тоарский ярус выделяется в составе сафарлинской свиты, представленной аргиллитами с прослоями алевролитов, линзами мергелей, известняков и остатками аммонитов - *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. saemanni* (Dum.), *P. subquadratum* (Buck.), а также *Dumortieria tabulata* Buck. и *D. exigua* Buck. На основании первого комплекса выделяется зона *Thouarsense*, а по представителям *Dumortieria* устанавливается местная зона *Tabulata* (Агаев, Гасанов, 1970), соответствующая зоне *Levesquei*.

Тоарский ярус с комплексом аммонитовой фауны, определяющей большинство его стратиграфических уровней, развит в красных известняках шрошской свиты Дзирульского выступа Центральной зоны воздымания. В частности, присутствие зоны *Falcifer* нижнего тоара устанавливается по одноименному виду; зоны *Bifrons* нижнего тоара - по *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *Catacoeloceras raquinianum* (d'Orb.), *Praehaploceras zwieselei* Monest., *Hildoceras bifrons* (Brug.), *H. sublevisoni* Fuc.; зоны *Variabilis* верхнего тоара - по *Phymatoceras comense evoluta* (Renz), *P. comense multicostata* (Renz) и *P.* cf. *tirolense* (Hauer); зоны *Thouarsense* - по виду-индексу, *Polyplectus discoides* (Ziet.), *Grammoceras quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras saemanni* (Dum.), *P. bingmanni* (Denk.), *P. subquadratum* (Buck.) и *P. cotteswoldiae* Buck.; зоны *Levesquei* кровли тоара - по *Dumortieria gundershofensis* (Haug), *D. bleicheri* Ben. и *Pleydellia aalensis* (Ziet.) (Джанелидзе, 1946; Нуцубидзе, 1966; Топчишвили, 1969; Ростовцев и др., 1992).

Все эти зоны с соответствующими остатками аммонитовой фауны можно проследить на южном склоне Большого Кавказа. В крайне северной его части, на территории Тушети, в глинистых сланцах с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов (курисцальская и квависцальская свиты) наиболее нижний уровень - зона *Falcifer* - устанавливается находками *Harpoceras mulgraviium* (Y. et B.), *H. falcifer* (Sow.), *Hildaites serpentinus* (Rein.); зону *Bifrons* характеризуют *Orthildaites orthus* (Buck.) и *Hildoceras bifrons* (Brug.); о присутствии самой нижней зоны *Variabilis* верхнего тоара можно утверждать по единственной находке *Haugia* cf. *variabilis* (d'Orb.); зону *Thouarsense* представляют *Grammoceras striatulum* (Sow.), *G. penestriatulum* Buck., *G.* cf. *quadratum* (Haug); *G. thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. subquadratum* (Buck.), *P. thushethicum* Topch. и *Polyplectus* cf. *discoides* (Ziet.).

Наконец, последующая зона тоара *Levesquei* охарактеризована единственным видом *Pleydellia* cf. *aalensis* (Ziet.). Однако она несколько юго-восточнее, в Кахети значительно обогащается характерными видами из аргиллитоподобных сланцев с прослоями песчаников алматской свиты. Они представлены *Dumortieria bleicheri* Ben., *D. gundershofensis* (Haug), *D. moorei* (Lyc.), *D. subundulata* (Bran.), *D. tabulata* Buck., *D. striatulocostata* (Quenst.), *D. exigua* Buck., *D.* cf. *costula* (Rein.), *D. sparsicostata* (Haug), *D. levesquei* (d'Orb.), *Pleydellia subcompta* (Bran.) и *P. crinita* (Buck.). К этим видам можно добавить *Dumortieria branconi* Ben., *D. radiosa* (Seeb.), *D.*

pseudoradiosa (Bran.) и *D. suevica* (Haug) (Топчишвили и др., 2006), обнаруженные в отложениях казбекской свиты Хевсурети. Некоторые из форм, отмеченных выше, встречаются в разных районах южного склона Большого Кавказа, подтверждая тем самым присутствие здесь отдельных зон тоарского яруса.

Юго-восточнее, в азербайджанской части Казбекско-Лагодехской зоны южного склона (в междуречье Мазымчай-Белоканчай и Мегиканчай-Карачай) тоарский ярус с аммонитовой фауной выделяется в песчано-глинистой толще губахской и мегиканской свит (Агаев, 1990). Здесь самую нижнюю зону тоара – *Tenuicostatum* - характеризует *Dactylioceras* cf. *semicelatum* (Simp.) (Агаев, 1990). Зоны верхнего тоара *Thouarsense* и *Levesquei* обоснованы находками *Pseudogrammoceras muelleri* (Denk.), *P. saemanni* (Dum.), *P. cotteswoldiae* Buck., *Polyplectus* cf. *discooides* (Ziet.), *Dumortieria bleicheri* Ben. и *D. levesquei* (d'Orb.) (Агаев, 1990, 1997).

В подзоне Западного погружения зоны Главного хребта (Российская Федерация) на наличие тоара - зоны *Thouarsense* указывает лишь один *Pseudogrammoceras* cf. *saemanni* (Dum.), обнаруженный в аргиллитах с прослоями песчаников и алевролитов свиты хахонсе (Ростовцев, 1992б).

В пределах зоны Главного хребта тоарские отложения с характерными видами аммонитов развиты в междуречье Белая - Большой Зеленчук. Их нижние горизонты охватывают ритмично чередующиеся мелкозернистые песчаники баговской свиты (до 800 м). В основании свиты залегают криноидные известняки и конгломераты. Из нижней части свиты определены *Peronoceras* cf. *desplacei* (d'Orb.), *P. subarmatum* (Y. et B.), *Hildoceras* cf. *sublevisoni* Fuc., ограничивающие возраст вмещающих слоев зоной нижнего тоара *Bifrons*. Здесь также отмечается (Ростовцев, 1965; Ростовцев, 1992г) *Phymatoceras* cf. *tiroloense* (Hauer) 2 вид, характерный для зоны *Variabilis* основания верхнего тоара.

Верхний тоар выделяется в междуречье Пшеха-Большой Зеленчук в составе глинистой толщи тубинской свиты с *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. saemanni* (Dum.), *Dumortieria subundulata* (Bran.), *Pleydellia* cf. *aalensis* (Ziet.), *P. distans* Buck., *P. cf. leura* Buck. и *P. cf. mactra* (Dum.) (Безносков и др., 1973; Ростовцев, 1992г), позволяющие выделить здесь зоны *Thouarsense* и *Levesquei*. Указанный список несколько дополняют *Dactylioceras commune* (Sow.), характеризующий нижнетоарскую зону *Bifrons*, и *Haugia* cf. *variabilis* (d'Orb.) - вид-индекс одноименной зоны основания верхнего тоара. Эти аммониты связаны с терригенными отложениями нижней и верхней подсвит джигиатской свиты.

Севернее, в междуречье Белой и Чегема песчаники, алевролиты и аргиллиты джигиатской свиты с представителями *Grammoceras*, *Pseudogrammoceras* и *Dumortieria* (Безносков и др., 1973) подтверждают в этих отложениях присутствие зон *Thouarsense* и *Levesquei*.

В междуречье Чегема и Сехоладона (Восточная Балкария) толща (до 300 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов отличается значительно богатым составом руководящих аммонитовых видов, характеризующих зоны *Bifrons* и *Thouarsense*. Они представлены *Dactylioceras commune* (Sow.), *D. arcus* Buck., *D. attenuatus* (Simp.), *D. cf. annulatum* (Sow.), *Hildoceras mercati* (Sow.), *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. expedicum* Buck., *G. striatulum* Sow., *G. doerntens* (Denck.), *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* cf. *rhodanica* (Haug), *D. cf. levesquei* (d'Orb.), *D. livadiensis* Moiss. (Безносков и др., 1973). В этом районе отмечаются также *Haugia* cf. *variabilis* (d'Orb.) и *H. eseri* (Opp.), указывающие на принадлежность вмещающих их слоев к зоне *Variabilis*.

Юго-восточнее наиболее ранние горизонты тоара, соответствующие зоне *Tenuicostatum*, выделяются в аргиллитах и песчаниках кровли мизурской свиты и в аргиллитах с прослоями сидеритов и песчаников ардонской свиты, развитых в Дигоро-Осетинском районе, в междуречье Уруха и Терека. Зону характеризуют *Dactylioceras semicelatum* (Simp.), *D. cf. tenuicostatum* (Y. et B.), *D. cf. lammelosum* (Maubeuge). Нижнюю часть нижнего тоара Д.И. Панов (2003) включает в галиатскую свиту, в составе которой с отмеченными видами дактилиоцерасов указывает и *Harpoceratoies alternatus* (Simp.), *Hildaites* (= *Harpoceras*) cf. *serpentinus* (Rein.). На основании этих аммонитов он определяет принадлежность свиты к зоне *Tenuicostatum* и нижней части зоны *Falcifer* нижнего тоара. Из ардонской свиты известны *Hildoceras* cf. *levisoni* (Simp.), *H. lavinianum* Fuc. (Безносков и др., 1973) и *Harpoceras* cf. *falcifer* (Sow.), *Hildoceras* cf. *bifrons* (Brug.), *Dactylioceras commune* (Sow.) (Панов, 2003), устанавливающие зоны *Falcifer* и *Bifrons* нижнего тоара.

Низы верхней подсвиты ардонской свиты содержат *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *Polyplectus discoides* (Ziet.), *Dumortieria gundershofensis* (Haug), *Pleydellia mactra* (Dum.), подтверждающие присутствие в этой свите двух зон верхнего тоара - Thouarsense и Levesquei.

Довольно богатым комплексом аммонитид характеризуется тоар в пределах Внешней зоны Горного Дагестана. Его нижняя часть зоны Falcifer и Bifrons обоснованы *Harpoceras cf. exaratum* (Y. et B.), *Hildoceras levisoni* (Simp.), *H. aptum* Buck., известными из сланцевых нижних горизонтов цумадинской свиты (басс. р.Андийское Койсу). В ее верхней части, обогащенной песчаниками, встречены *Phymatoceras cf. lili* (Hauer) и *Hildoceras cf. Brug.*, а в подстилающейся кейдынской свите (глинисто-песчаниковые отложения) содержится *H. cf. gyrale* Buck. (Безносов и др., 1973).

Более верхние горизонты тоара с фауной аммонитов обнажаются в басс. рр.Каракойсу и Аварского Койсу, где они представлены чередованием аргиллитов и алевролитов с пачками массивных песчаников свиты ири. Она содержит вид-индекс зоны Bifrons, *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle), *P. saemanni* (Dum.). Из верхней части свиты указаны (Безносов и др., 1973) *Dumortieria rhodanica* (Haug), *D. levesquei* (d'Orb.). Данный комплекс видов свидетельствует о присутствии здесь зон верхнего тоара Thouarsense и Levesquei. Присутствие последней зоны подтверждается также *Dumortieria pseudoradiosa* (Bran.), *D. levesquei* (d'Orb.), *D. nicklesi* (Ben.), *Pleydellia aalensis* (Ziet.), *P. mactra* (Dum.), отмеченными из нижней части песчанистых отложений карахской свиты.

Тоарские отложения с наиболее богатым комплексом руководящих видов, характеризующих все западноевропейские зоны этого яруса, встречаются в Лабино-Малкинской структурно-фациальной зоне. В ее западной части нижние горизонты тоара выделяются в баговскую свиту (Ростовцев, 1992а), представленную аргиллитами, переслаивающимися с мелкозернистыми песчаниками, с пластом конгломератов в основании (до 800 м). В нижней части свиты в долинах рр.Сахрай, Уруп и Малой Лабы встречены *Dactyloceras cf. tenuicostatum* (Y. et B.), *D. cf. semicelatum* (Simp.), *Harpoceras exaratum* (Y. et B.), *H. mulgravium* (Y. et B.), *H. cf. falcifer* (Sow.), *Hildaites cf. serpentinus* (Rein.) (Безносов и др., 1973). Из верхней части свиты в междуречье Урупа и Сахрай отмечены *Hildoceras cf. bifrons* (Brug.), *H. sublevisoni* (Fuc.), *H. levisoni* (Simp.), *Dactyloceras commune* (Sow.), *D. cf. anguinum* (Rein.), *D. rotundiventer* Buck., *D. marioni* (Liss.), *Peronoceras subarmatum* (Y. et B.), *P. cf. desplacei* (d'Orb.) (Живаго, 1960; Казакова, 1963; Ростовцев, 1964). Стратиграфический диапазон этих видов указывает на принадлежность вмещающих их отложений к зонам *Tenuicostatum*, *Falcifer* и *Bifrons* нижнего тоара.

В басс. рр.Белая, Большая и Малая Лаба баговскую свиту продолжает тубинская свита (Ростовцев, 1992а), в составе которой выделяются зоны верхнего тоара. Свита представлена аргиллитами с сидеритовыми конкрециями и редкими прослоями песчаников и алевролитов. В ее нижней части, в басс. р.Ходзь встречены *Phymatoceras tirolense* (Hauer), *P. chelussii* (Parisch et Viale), а на левобережье Малой Лабы *P. cf. comense* Buck. и *Haugia cf. variabilis* (d'Orb.) (Безносов и др., 1973), позволяющие выделить нижнюю зону верхнего тоара - *Variabilis*.

Из вышележащих горизонтов в басс. рр.Белая, Ходзь, Малая Лаба и правобережья Большой Лабы известны находки *Grammoceras thouarsense* (d'Orb.), *G. doerntense* (Denck.), *G. quadratum* (Haug), *Pseudogrammoceras saemanni* (Dum.), *P. subquadratum* (Buck.), *P. bingmanni* (Denck.), *P. cotteswoldiae* Buck., *P. fallaciosum* (Bayle), *P. muelleri* (Denck.), *P. pedicum* Buck., *P. regale* Buck., достоверно, устанавливающие зону Thouarsense.

Наконец, последняя зона тоара - *Levesquei* - выделяется на основании многочисленных *Dumortieria brancoi* Ben., *D. gundershofensis* (Haug), *D. latescens* Buck., *D. moorei* (Lyc.), *D. munieri* (Haug), *D. pseudoradiosa* (Bran.), *D. cf. striatulocostata* (Quenst.), *D. subundulata* (Bran.) и *Pleydellia costulata* (Ziet.) (Ростовцев, 1992а).

Восточнее, в басс. рр.Большой, Малый Зеленчук, Кубань и в междуречье Малка-Чегем синхронные отложения известны под названием джигиатской свиты - песчаники с линзами органогенных песчанистых известняков с базальным горизонтом конгломератов; верхнюю часть свиты слагают аргиллиты с сидеритовыми конкрециями. К нижней части свиты приурочены *Hildoceras sublevisoni* Fuc., *H. bifrons* (Brug.), *Brodiaeia primaria* (Schirard.), *Dactyloceras commune* (Sow.), *D. cf. meta* (Blainv.), *Grammoceras doerntense* (Denck.), *G. striatum* (Sow.), *G. thouarsense* (d'Orb.), *G. quadratum* (d'Orb.), *Pseudogrammoceras bingmanni* (Denk.), *P. fallaciosum* (Bayle), *Phlyseogrammoceras cf. werthi* (Denk.), *Dumortieria explanata* Buck., *D. falcofila* (Quenst.), *D. latescens* Buck., *D. munieri* (Haug), *D. nicklesi* Ben., *D. signata* Buck., *D. levesquei* (d'Orb.) и др.

Catullocceras psamminum Buck., *Pleydellia aalensis* Ziet., *P. burtonensis* (Buck.), *P. costulata* (Ziet.), *P. leura* Buck., *P. subcandita* (Buck.) и др. (Постовцев и др., 1992). Все эти виды свидетельствуют о присутствии здесь зон тоара - *Bifrons*, *Thouarsense* и *Levesquei*.

Анализ приведенных выше списков тоарской фауны показывает, что комплексы аммонитов Северного Кавказа (Российская Федерация) богаче и разнообразнее грузинских. Хотя их общий характер схож; многие формы являются общими для обоих регионов. Однако среди них встречаются и такие, которые известны лишь на Северном Кавказе. Здесь все зоны тоара достоверно охарактеризованы руководящими видами аммонитов, что нельзя сказать про Грузию, где самая нижняя зона тоара - *Tenuicostatum* - полностью лишена фаунистического обоснования. На эту зону в азербайджанской части южного склона Большого Кавказа указывает единственный *Dactylioceras* cf. *semicelatum* (Simp.). Что же касается зон верхнего тоара *Thouarsense* и *Levesquei*, то они в Азербайджане, как в Локско-Карабахской зоне, так и на южном склоне Большого Кавказа охарактеризованы общими идентичными видами с Грузией и Северного Кавказа, но в отличие от этих регионов значительно малочисленны.

Заканчивая обзор характерных фаунистических комплексов нижней юры, можно заключить, что они, по горизонтали и по вертикали, часто распределены неравномерно, причем как у нижней, так и у верхней границы не наблюдается последовательной смены состава аммонитов. В результате, в большинстве случаев можно говорить о существовании тех или иных зон, а не о точном их выделении с проведением границ между ними.

Литература

- Агаев В.Б., Гасанов Т.А. (1970) Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Азербайджана //Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол.-геогр. № 4. С. 47-51.
- Агаев В.Б. (1990) Стратиграфия юрских отложений Азербайджана (Большой Кавказ). Баку: Элм. 164 с.
- Агаев В.Б. (1997) Нижняя и средняя юра. Зона Южного склона //Геол. Азерб. Стратиграфия. С. 42-51.
- Адамия Ш.А. (1977) Тектоника и геологическая история Абхазии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 54. Тбилиси: Мецниереба. 67 с.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Леонов Г.П., Леонов Ю.Г., Логинова Г.Л., Панов Д.И. (1962) Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам //Докл. советск. геол. к I Междунар. колл. по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. С. 307-331.
- Безносков Н.В., Буриштар М.С., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я., Кутузова В.В., Ростовцев К.О., Снегирева О.В. (1973) Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра. 194 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1932) Геологическое описание долин рр.Дзирулы и Чхеримелы //Изв. ГИН АН Грузии. Т. I. Вып. 1. С. 107-138.
- Гамкрелидзе П.Д. (1940) Лейасовая фауна в основных (глинистых) сланцах Сванетии и Абхазии //Сообщ. Груз. фил. АН СССР. Т. I. №3. С. 201-202.
- Гамкрелидзе И.П. (1984) Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тектоника и металлогения Кавказа /Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 86. С. 105-184.
- Гамкрелидзе И.П. (2000) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.
- Гасанов Т.А. (1971) Зональное расчленение нижнеюрских отложений Азербайджана (Малый Кавказ) //ДАН АзССР. 27. № 1. С. 38-40.
- Гасанов Т.А., Ростовцев К.О., Панов Д.И. (1992) Шамхорско-Карабахская подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Том 22. СПб: Наука. С. 72-75.
- Гасанов Т.А. (1997) Юрская система. Малый Кавказ. Нижняя юра //Геол. Азерб. Стратиграфия. С. 55-57.
- Джанелидзе А.И. (1946) О возрасте красных известняков Дзирульского массива //Сообщ. АН ГССР. Т. VII. № 4. С. 171-174.
- Живаго Н.В. (1960) Материалы к стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа //Мат. по геол. газоносных районов СССР. М.: Гостоптехиздат /Тр. Всесоюз. научн.-иссл. ин-та природ. газов. Вып. 10 (18). С. 192-217.

- Зесашвили В.И. (1959) Стратиграфия юрских отложений Юго-Восточной Грузии. Фонды ГИН АН СССР, Тбилиси. 66 с.
- Зесашвили В.И. (1967) К стратиграфии нижнеюрских отложений Юго-Восточной Грузии //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 15. С. 5-25.
- Зесашвили В.И., Чихрадзе Г.А. (1965) Юрская система. Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып.1. С.34-54.
- Казакова В.П. (1963) Некоторые вопросы зонального расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа //Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 38. Вып. 5. С. 20-33.
- Казакова В.П., Гуцин А.И., Панов Д.И. (1986) Верхнеплинсбахские аммониты и возраст нижних горизонтов нижнеюрских отложений Восточного Кавказа (на территории Дагестана) //Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 61. Вып. 4. С. 61-78.
- Нуцубидзе К.Ш. (1962) Зоны лейаса в Грузии и в прилегающих районах Кавказа //Докл. советск. геол. к I Междунар. колл. по юрской системе. Тбилиси: Изд-во АН СССР. С. 241-256.
- Нуцубидзе К.Ш. (1966) Нижнеюрская фауна Кавказа //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 8. Тбилиси: Мецниереба. 212 с.
- Панов Д.И. (1976) Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на раннеальпийском этапе развития //Геол. Больш. Кавказа. М.: Недра. С. 154-207.
- Панов Д.И. (1978) Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа //Пробл. стратигр. и ист. геол. М.: Изд-во МГУ. С. 153-164.
- Панов Д.И. (1997) Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Центральной части Северного Кавказа (Дигоро-Осетинская зона) //Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 72. Вып. 5. С.46-55.
- Панов Д.И. (2003) Проблема корреляции нижне-среднеюрских отложений Большого Кавказа //Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 11. № 1. С. 64-77.
- Панов Д.И., Безносков Н.В. (1992) Архыз-Гузерицкая зона. Восточная подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Том 22. СПб: Наука. С. 31-33.
- Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра), 1977, с региональными стратиграфическими схемами. Л. 1984. 47 с.
- Ростовцев К.О. (1962) Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья //Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12. С. 46-60.
- Ростовцев К.О. (1964) Нижняя и средняя юра Краснодарского края //Тр. Краснодар. фил. ВНИИ. Вып. 12. С. 73-112.
- Ростовцев К.О. (1965) Аммониты верхнего тоара Западного Кавказа //Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края/ Тр. Краснодар. фил. ВНИИ. Вып. 16. Л.: Недра. С. 50-111.
- Ростовцев К.О. (1968) Западная часть Северного Кавказа и Западное Предкавказье //Геол. СССР. Т. IX. Ч. 1. М. С. 193-203.
- Ростовцев К.О. (1992а) Лабино-Малкинская зона. Западная подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. СПб: Наука. С. 16-19.
- Ростовцев К.О. (1992б) Гоитхско-Ачишхинская зона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. СПб: Наука. С. 46-50.
- Ростовцев К.О. (1992в) Ярусное и зональное расчленение по аммонитам //Тр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. СПб: Наука. С. 126-140.
- Ростовцев К.О. (1992г) Архыз-Гузерицкая зона. Северная подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Том 22. СПб: Наука. С. 29-31.
- Ростовцев К.О., Прозоровская Е.А., Топчишвили М.В. (1992) Зона Грузинской глыбы. Дзирульская подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. СПб: Наука. С. 63-66.
- Ростовцев К.О., Панов Д.И., Безносков Н.В. (1992) Лабино-Малкинская зона. Центральная подзона //Тр. Межвед. стратигр. ком. Т. 22. СПб: Наука. С. 19-25.
- Станкевич Е.С. (1964) Аммониты юрских песчано-глинистых отложений Северного Кавказа. М.-Л.: Наука. 99 с.
- Топчишвили М.В. (1969) Стратиграфия и фауна нижнеюрских отложений Дзирульского массива //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 21. Тбилиси: Мецниереба. 132 с.
- Топчишвили М.В. (1987а) О возрасте сванетской свиты //Сообщ. АН СССР. Т.126. №1. С.113-116.
- Топчишвили М.В. (1987б) Зональное расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Большого Кавказа в пределах Грузии по аммонитам //Сообщ. АН СССР. Т. 127. № 2. С. 309-312.

- Топчишвили М.В. (1989) Биостратиграфическое расчленение нижнеюрско-ааленских отложений Локского выступа по аммонитам //Сообщ. АН ГССР. Т. 136. № 2. С. 369-372.
- Топчишвили М.В. (1996) Стратиграфия нижнеюрских и ааленских отложений Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 108. Тбилиси: Нике. 216 с.
- Топчишвили М.В. (1998) Аммониты из синемюрских отложений Локского выступа //Сб. тр., посв. 110-летию А.И. Джанелидзе. С. 9-20.
- Топчишвили М.В. (2000) Биостратиграфия синемюрских и плинсбахских отложений Кавказа по аммонитам //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 25-35.
- Топчишвили М.В., Ломинадзе Т.А., Церетели И.Д., Тодриа В.А., Надареишвили Г.Ш. (2006) Стратиграфия юрских отложений Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 122. 455 с.
- Химшиашвили Н.Г. (1974) Фауна лейаса Восточной Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 108 с.
- Хуцишвили О.Д. (1972) Стратиграфия и фауна квишской свиты //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 33. 81с.
- Цагарели А.Л., Зесашвили В.И., Нуцубидзе К.Ш. (1959) Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений бассейнов рек Уруп и Большой и Малой Лаб //Сб. тр. ГИН АН ГССР. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. С. 319- 323.
- Чихрадзе Г.А. (1967) Новые данные к стратиграфии лейаса Сванетии //Сообщ. АН ГССР. XLVIII. № 3. С. 627-630.
- Dean W., Donovan D. and Howarth M. (1961) The Liassic Ammonite zones and subzones of the North-West European Province //Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist). V. № 10. London. p. 435-505.
- Gabilly J. (1976) Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildocerataceae, ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Thoacien //Mém. Soc. Géol. France. N. s. T. LIV. № 124. Paris. 196 p.
- Guey J. (1972) Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurés par Monestier //Ecol. Géol. Helv. V. 65/3. p. 611-645.
- Topchishvili M. (1996) Zonal Division of Lower Jurassic-Aalenian sediments of Georgia by Ammonites //Bull. of the Georgia Acad. of Sci. 153, 2. p. 243-246.
- Topchishvili M. (2001) Ammonite Associations and Biostratigraphy of the Lower Jurassic Deposits of the Fold System of the Greater Caucasus //4th International Symp. on Eastern Mediterranean Geol. Isparta. Turkey. p. 91-103.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНО ЯРУСОВ ПАЛЕОГЕНОВОЙ СИСТЕМЫ

Н.И.Мревлишвили

Некоторые соображения относительно ярусов палеогеновой системы. Н.И.Мревлишвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. (geolog@gw.acnet.ge)

Исходя из принципа, что общая стратиграфическая шкала систем фанерозоя является условной схемой последовательности отделов и ярусов, и признавая для ее непрременной стабильности первостепенное значение принципа приоритета при решении номенклатурных проблем, оценивается валидность каждого яруса палеогена с привлечением данных по наиболее информативным разрезам палеогеновых отложений Средиземноморья и сопредельных регионов. Проанализировав степень узнаваемости и популярность, а также данные о стратотипах границ каждого яруса, предлагается следующая их последовательность: в палеоцене – датский, монсский, ланденский; в эоцене – ипрский, лютецкий, оверзский, приабонский; в олигоцене – латдорфский, рупельский, аквитанский.

ზოგიერთი მოსაზრება პალეოგენური სისტემის სართულების შესახებ. ნ.მრევლიშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

გამომდინარე იმ პრინციპიდან, რომ ფანეროზოელის სისტემების საერთო სტრატოგრაფიული შკალა სექციებისა და სართულების თანამიმდევრობის პირობითი სქემაა, და, რომ მისი სატაბილურობის უზნისუნელოვანესი პირობა ნომენკლატურის პრობლემების გადაჭრისას პრიორიტეტის პრინციპის დაცვაა უპირველესი, შეფასებულია პალეოგენის თითოეული სართული სმელთაშუა ზღვისა და მისი მოსაზღვრე რეგიონების განსაკუთრებულად ინფორმატიული ჭრილების მონაცემების გათვალისწინებით. თითოეული სართულის ცნობადობისა და პოპულარობის ხარისხის ანალიზით, აგრეთვე მათი საზღვრების სტრატოტიპების შესახებ მოპოვებულ მასალებზე დაყრდნობით, აღიარებულია მათი ამგვარი თანამიმდევრობა: პალეოცენში – დანიური, მონსური, ლანდენური; ეოცენში – იპრული, ლუტეციური, ოვერზული, პრიაბონული; ოლიგოცენში – ლატდორფული, რუპელური, აკვიტანიური.

Some Considerations Concerning the Paleogene System Stages. N.Mrevlishvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

In the paper has been rated the validity of each Paleogene stage with the attraction of the data on the most informative stratigraphic sections of the Paleogene Mediterranean deposits and those of their adjacent regions. It is valued with due regard for the principle that the general stratigraphic scale of the Phanerozoic systems is a conditional scheme of a sequence of sections and stages and that the main terms for its indispensable stability is to keep a rule of priority at the decision of nomenclature problems. When being analyzed the degree of cognition and popularity for each stage and the data on the stratotypes of their boundaries, there have been proposed the following sequence: in the Paleocene – Danian, Montian and Landenian; in the Eocene - Ypresian, Lutetian, Auversian and Priabonian; in the Oligocene – Lattdorffian, Rupelian and Aquitanian.

“Конечно эта работа никогда не кончается. Публикация настоящего Справочника должна рассматриваться как шаг на непрерывном пути к прогрессу, шаг навстречу растущим требованиям науки.”

Х.Д.Хелдберг. Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, с.8.

“Реальный и устойчивый прогресс будет достигнут только в том случае, если геологи добровольно признают действительность и желательность каких-то принципов и терминов.”

(Ibid., с. 14)

Без преувеличения можно сказать, что палеоген по количеству проблем детальной стратиграфии, все еще не решенных однозначно, занимает одно из первых (возможно, и самое первое?) мест среди систем фанерозоя. При наличии не менее семи таксонов ископаемых организмов, обеспечивающих убедительное обоснование его зонального расчленения (нанопланктон,

планктонные фораминиферы, фораминиферы-гиганты, остракоды, радиолярии, споры и пыльца, в континентальных отложениях – млекопитающие и т.д.), обилие проблем в стратиграфии палеогена можно объяснить разве только субъективными причинами (по крайней мере, за последние 3-4 десятилетия XX века), в частности, несогласованностью между специалистами относительно основных принципов разработки общей стратиграфической шкалы вообще, особенно же, палеогеновой системы, конкретно.

С другой стороны, естественно, не исключаются и объективные предпосылки. В этом отношении палеогену явно не повезло с самого же начала – у истоков становления его стратиграфии. В отличие от других, допалеогеновых систем фанерозоя, особенно же мезозойских, основа стратиграфии палеогена закладывалась не по более или менее полноценным стратотипическим разрезам одного определенного тектона, а, как минимум, четырех эпиконтинентальных бассейнов, занявших посткиммерийские синеклизы Центральной Европы. Начиная с монского века неоднократное чередование трансгрессий и регрессий, свойственное подобного типа морям, создавало пеструю картину распределения пород различных фаций как латерально, так и в восходящем разрезе отложений, притом особой закономерностью в каждом, развивавшемся автономно, бассейне. Это обстоятельство, по всей вероятности, и явилось одной из объективных причин того факта, что стратиграфические подразделения разного ранга (отделы, ярусы) палеогеновой системы описывались в каждом отдельном бассейне по-разному, одни раньше, другие позже. Начнем с того, что не то что ярусы, даже отделы палеогена были установлены независимо друг от друга, в разных регионах Центральной Европы. Напомним, что эоцен (s. l.) был установлен английским естество-испытателем Ч.Лайелем в 1833 г. на основе систематической оценки палеонтологического материала, а также с учетом аналогичных данных французского ученого П.Дее. Спустя два десятилетия, в 1854 г. немецкий геолог Г.Бейрих, учитывая результаты исследований третичных образований Германии, под названием олигоцена выделил самый молодой отдел палеогена. “Рождение” же самого древнего члена системы – палеоцена связано с именем французского ботаника В.Шимпера. Ровно 20 лет спустя после того, как Г.Бейрих выделил олигоцен, в 1874 г. в ранге самостоятельного отдела В.Шимпер под именем палеоцена описал т.н. “промежуточные слои” Лайелья, между эоценом (уже s. s.) и меловой системой, на основании исследования флоры из т.н. лигнитов Суассона Парижского бассейна.

Проблемы, связанные с номенклатурой (чаще всего, своя – региональная, для каждого отдельного бассейна) и определением границ и объема ярусов палеогена берут начало тоже с XIX века, из признанных классическими для стратиграфии палеогеновой системы, стран Западной Европы – Франции, Бельгии, Англии, Германии. Для ярусов, установленных по разрезам эпиконтинентальных палеогеновых бассейнов Центральной Европы, в особом, специальном определении границ и объема в то время не было существенной необходимости. Почти каждый из ярусов начинается трансгрессивными, морскими отложениями и венчается регрессивными – лагуно-континентальными образованиями. Криптогенная фауна, проникавшая из сопредельных открытых морских акваторий юга, запада, севера, вместе с наступающими морскими водами образовывала характерное палеонтологическое содержание каждого яруса. Отдельные руководящие формы (к примеру, *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. laevigatus* Brug., *N. variolarius* de la Harpe, орбитолины, некоторые виды моллюсков и др.) являлись хорошими, довольно надежными реперами для осуществления корреляции между бассейнами. Да и в пределах относительно отдаленных регионов распознавание ярусов (и отделов) палеогена по этим формам ископаемых организов, до поры до времени, особых проблем не создавало. Однако со временем появились сложности, особенно при широкомасштабной корреляции ярусов и в условиях наличия схем более детального (зонального) расчленения отложений. Эти сложности и стимулировали неоднократные попытки корректирования, необоснованную критику, порою и полный отказ от западноевропейских, классических ярусов (самым наглядным, масштабным примером, пожалуй, является “Крымский неостратотип” палеоценовых и эоценовых ярусов) и их замены новыми, более “удобными” ярусами. За вторую половину XX столетия и без того богатый ярусный арсенал палеогена (в начале XX века их число уже достигало трех десятков) пополнился еще более чем дюжиной единиц. Однако проблем, увы, не убавилось, и на этот раз, уже явно, по субъективным причинам. К числу субъективных причин, помимо несогласованности между стратиграфами относительно фундаментальных принципов разработки общей стратиграфической шкалы, в конкретном случае палеогеновой системы, безусловно, принадлежит бросающийся в глаза факт отсутствия в стратиграфических построениях западноевропейских

специалистов результатов анализа фактического материала из многих регионов юга России, стран Закавказья, Средней Азии, Ближнего Востока, отнюдь не лишённого интереса.¹

Прежде чем приступим к обсуждению вопросов, касающихся валидности и статуса каждого из классических ярусов (наиболее популярных среди геологов) палеогена, с привлечением довольно интересных, на наш взгляд, фактических данных, в том числе и не отразившихся в стратиграфических построениях компетентных специалистов из стран Запада, вкратце изложим с позиций каких принципов оценивается нами валидность каждого яруса в отдельности. Принципы эти общеизвестны, однако не признаются (или не выдерживаются) всеми специалистами. Учитывая факт наличия немало нерешенных вопросов относительно стратиграфического расчленения палеогеновой системы, все еще требующих однозначного ответа, считаем своим долгом высказать наш принципиальный подход к делу разработки международной (общей) стратиграфической шкалы:

1. Исходя из неоспоримого факта, что даже на высочайшем научном уровне разработанная общая стратиграфическая шкала, “удобная” для одного региона – главным образом, региона стратотипического разреза, в лучшем случае, также и для некоторых других регионов, не может быть одинаково, универсально “удобной” для всех. Она, нередко, оказывается в какой-то (в большей или меньшей) степени “неудобной”, особенно в пределах тектонов иного хода геологического развития. Выход пока (на современном уровне наших знаний и возможностей определения предельно точного возраста геологических тел) один – признать, что *международная стратиграфическая шкала условна*;
2. Признавая ее условность, как бы не было трудно смириться с ее “неудобствами”, международная стратиграфическая шкала должна быть *стабильна* в том виде, в каком она будет признана компетентным, уполномоченным международным органом – сессией Международного геологического конгресса или рекомендована Международной стратиграфической комиссией, а не комитетами или комиссиями и подкомиссиями какой-либо страны, тем более отдельным (или несколькими) автором, даже в высшей степени компетентным и признанным ученым. Стабильность международной стратиграфической шкалы должна быть неприкосновенна (своего рода конституцией геологии) до той поры, пока поправки и уточнения, подкрепленные новыми достоверными материалами, не будут внесены в шкалу теми же уполномоченными организациями. Однако, при этом, за каждым автором, безусловно, сохраняется право иметь и высказывать особое мнение по поводу отдельных проблем стратиграфического характера, обоснованное новыми, неоспоримыми фактами, способными послужить основанием для дальнейшего усовершенствования международной стратиграфической шкалы.
3. На наш взгляд, одним из основных условий стабильности международной стратиграфической шкалы является неприкосновенность номенклатуры, прежде всего названий ярусов, руководствуясь при этом *принципом приоритета*. Исторический аспект избавит стратиграфов, и вообще всех геологов от множества названий стратиграфических единиц, особенно ярусов, которыми загромождена как научная литература, так и учебники вузов. Эти бесконтрольно, нередко самовольно введенные названия принесли и ныне приносят немалый вред особенно делу создания единой международной стратиграфической шкалы палеогена. Исторический принцип в состоянии с наибольшим успехом устранить недоразумения, возникающие при введении каждого нового “яруса”. Именно отказ от этого (исторического) принципа, неоднократная попытка стратиграфов разных стран введения новых “ярусов”, взамен классических – западноевропейских, под предлогом выдвигания более “удобных” стратотипов (т. н. “неостратотипов”) с новыми названиями, явился причиной невероятного “богатства” ярусного арсенала палеогеновой системы.

Исходя из того принципа, что общая стратиграфическая шкала является *условной схемой* последовательности стратиграфических единиц, в первую очередь *ярусов*, объем и границы которых определяются единицами низшего ранга – *зонами*, обоснованными закономерной последовательностью фаунистических комплексов одного (в отдельных случаях нескольких) опреде-

¹ Относительно причин этого досадного упущения можно высказать лишь ряд предположений: а- более вероятен языковой барьер, конкретно, русскоязычные публикации, видимо, создают определенный дискомфорт неславяноязычным специалистам Запада; б- возможно, наличие факта недоверия к авторам из перечисленных регионов; в- или случаи замалчивания в отношении некоторых фактических данных? С подобным допущением В.А.Крашенинникова и А.Е.Птухьяна (1973), не очень хотелось бы согласиться, но, возможно, они и правы.

ленного таксона ископаемых организмов, ниже излагаем необходимую, с позиции этого принципа, информацию о каждом из ярусов палеогена. Научный анализ данных о каждом из них не только поможет определить валидность и место каждого конкретного яруса в общей стратиграфической шкале, но к тому же наглядно покажет преимущества *исторического принципа (принципа приоритета)* при выборе наиболее рациональной номенклатуры ярусов, оцененной в каждом отдельном случае одинаковыми критериями, исключая подход двойными стандартами, даже в исключительных случаях.

Датский ярус. С этим ярусом связан ряд проблем, однозначное решение каждой из которых долгое время являлось (некоторые и ныне являются) предметом разногласия среди геологов, особенно стратиграфов, палеонтологов и палеобиологов. Датский ярус, установленный Е.Дезором в 1846 г., как терминальный ярус меловой системы, в настоящее время уже на законном основании (решением Международного геологического конгресса) прочно причленен к палеогену в качестве самого древнего члена кайнозоя, хотя его ранг не всегда упоминается однозначно. В научной литературе то и дело все еще встречается дат-палеоцен(?!), или нижний палеоцен (?), или, просто как стратиграфическая единица (какого ранга?), начинающая палеогеновую систему, а дальше – в восходящем разрезе следуют ярусы – ланденский, ипрский и т.д.². Вместе с тем, статус датского яруса как самостоятельной стратиграфической единицы вполне убедительно обоснован (объем и границы) фаунистическими комплексами разных таксонов ископаемых организмов (планктонных фораминифер, нанопланктона, морских ежей и др.). Уже решена и проблема относительно его места по отношению к границе мел-палеоген (мезозой-кайнозой), даже при наличии ряда авторов, не признающих вполне убедительно обоснованным разграничение мезозоя и кайнозоя по подошве датского яруса (Ренгартен, 1956; Яншин, 1953; Мревлишвили, 1978; Мревлишвили, Цагарели, 1988). Исходя из принципа, что общая (международная) шкала *условна*, и из необходимости сохранения ее *стабильности*, на наш взгляд, безоговорочно начнем датским ярусом кайнозойскую группу, или завершим мезозой, проблема не столь уж важная, главное всем окончательно однозначно условиться³.

Монсский ярус. С позиций исторического принципа монсский ярус имеет неоспоримое преимущество перед *зеландским ярусом*. Монсский ярус описал Ж.Девальк в 1868 г., в ранге самой древней стратиграфической единицы третичной системы. Зеландский ярус, начиная с 1924 года, когда его выделил Г.Розенкранц, долгие годы воспринимался исключительно как региональное стратиграфическое подразделение в разрезе палеоцена Бельгийского бассейна, соответствующее монсскому ярусу общей шкалы. Даже примерно полстолетия спустя именно в таком контексте упоминает его Ш.Помероль (1973): “В Бельгии перерыв между маастрихтом и данием более значительный, чем в Дании. Здесь за датскими отложениями непосредственно следует *региональный ярус* – зеландский (соответствующий монсскому ярусу), на котором несогласно залегают нижний эоцен (s. s.)” (Помероль, 1973, с.22-23). И чтобы далее не возвращаться к оценке зеландского яруса, в качестве альтернативы монсского яруса в общей стратиграфической шкале палеогеновой системы, вновь обратимся к Ш.Померолью (ibid.) – на с. 124 читаем: “В Дании глауконитовые песчаники зеландиен расположены на дании и частично соответствуют нашему танету. К сожалению, восточнее эти отложения везде перекрыты более молодыми образованиями, их изучение возможно только бурением или же между ГанOVERом и Оснабруком, где завершается их распространение”. В той же работе, на таблице II (с. 22) в зеландский ярус включена верхняя часть монса и почти весь танетский ярус, за исключением зоны *Globorotalia velascoensis*. По этой схеме она начинает нижний эоцен в составе очередного “нового” яруса палеогена – иллердия (более подробная оценка иллердия будет изложена несколько позже, при рассмотрении вопроса ланденского и танетского ярусов и проблемы границы палеоцен-эоцен).

Прежде чем продолжить обсуждение вопроса о валидности монсского яруса в статусе стратиграфического подразделения международной стратиграфической шкалы, в нескольких

² Может быть лучше, если вообще откажемся от подотделов?

³ Куда более проблематичным все еще остается, связанный с данием, факт “большого мезозойского вымирания” – что произошло примерно 65 млн. лет назад? Конкретно когда, по какой причине исчезли из геологической летописи нашей планеты таксоны самого различного ранга мезозойской фауны – несколько родов планктонных фораминифер, некоторые отряды и отдельные роды моллюсков, несколько отрядов класса рептилий, объединяемые под общим популярным названием “Динозавры” и т.д. Все еще без ответа остается вопрос – что явилось причиной оскудения фаунистических комплексов некоторых таксонов живой природы датского века?

словах коснусь еще двух “новых” ярусов палеоцена, установленных по парастратотипам палеогена Туниса в статусе региональных единиц Тетической провинции. Монсскому ярусу (s. l.) бореальной области соответствует ярус елхариа (El Haria), ланденскому (s. l.) – меллегийский ярус (Mellegien) (Салай, 1980). На наш взгляд, эти ярусы, как и большинство “новых” ярусов являются региональными подразделениями, несомненно более удобными для Туниса и сопредельных территорий. Но для того, чтобы они явились альтернативой монсского и ланденского ярусов в масштабе всей Средиземноморской области, необходимо путем критического анализа соответствующих фактических данных со всей Тетической области и сопредельных регионов обосновать валидность ярусов El Haria и Mellegien в ранге стратиграфического подразделения Международной стратиграфической шкалы.

Популярность монсского яруса можно сравнить разве что с популярностью лютецкого яруса. Несмотря на то, что его бельгийский стратотип геологами до последнего времени оценивается по-разному (границы, объем), в геологической литературе в качестве самого древнего члена палеогена фигурировал, как правило, именно монсский ярус. Сохранены его статус и номенклатура в общей стратиграфической шкале палеогена и после того, как в состав палеоцена был включен датский ярус. Тот факт, что с 1868 года по сей день монсскому ярусу не нашлась альтернатива, свидетельствует, что ярус этот не является только региональной, бельгийско-французской стратиграфической единицей. И это не случайно. Несмотря на некоторые недостатки (несовершенства) его исторического стратотипа (разрез Монса) как стандарта распознавания и определения, он не создавал особых проблем при выделении монсского яруса стратиграфам многих регионов Старого Света (всего Средиземноморья и сопредельных регионов). Достаточно ознакомиться с обширной научной литературой, чтобы убедиться в этом. Начиная с Бельгийского бассейна, к юго-востоку на расстоянии более 4-х тысяч километров, вплоть до Закаспийских регионов (Таджикская депрессия, Бадхыз, Копетдаг и т.д.), прослеживается полоса выходов палеоценовых и эоценовых отложений, в разрезах которых корреляцию образований монсского века можно осуществить по комплексам фауны самых разных таксонов – планктонных и бентосных фораминифер, нанопланктона, моллюсков, остракод, мшанок и др. То же самое можно сказать относительно палеоцена вообще, и в частности о монсском ярусе более южных провинций развития палеоценовых отложений (Юг Франции, Альпы, Северная Италия, Север Африки, Египет, Сирия и т.д.). Главная проблема, в сущности, связана с определением точных границ монсского яруса. На наш взгляд, установление стратотипа нижней границы монса не представляет особой сложности. Решение вопроса о нижней границе монсского яруса возможно и в самой Бельгии, в стратотипическом разрезе Монса, и с учетом заслуживающих более пристального внимания фактических данных – результатов исследований, осуществляемых вне пределов Бельгии. В пределах северной полосы развития палеоценовых отложений, о которой упоминалось выше (Бельгия-Закаспий), имеется немало разрезов, в которых можно проследить картину постепенного (без каких-либо признаков перерыва) перехода фаунистически охарактеризованного датского яруса в отложения, монсский возраст которых убедительно обосновывается разнообразными комплексами ископаемой фауны, имеющими много общего с бельгийским стратотипом.

Мы ограничимся изложением фактического материала по палеоцену Крыма, изученному на самом высоком уровне многими исследователями. Все же особого внимания заслуживают, с точки зрения разграничения датского и монсского ярусов (стратотипа границы), весьма интересные работы Л.П.Горбач, посвятившей более десятка работ фауне и стратиграфии палеоцена Крыма. Ее многолетние исследования суммированы в монографии “Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма” (Л.П.Горбач, 1972). Ниже излагаются данные из этого фундаментального исследования, которое можно рассматривать как значительный вклад в стратиграфию палеоцена. По материалам Л.П.Горбач, в Крыму монские отложения, за редким исключением, согласно, без каких-либо признаков перерыва в осадконакоплении, залегают на датских образованиях. Особый интерес с точки зрения разграничения датского и монсского ярусов заслуживают разрезы по долинам рр.Бельбек и Кача. Переход от датских мшанковых известняков с многочисленными *Crania* в монсский ярус совершенно постепенный. Границу между датским и монским ярусами Л.П. Горбач проводит в интервале исчезновения раковин характерного для датского яруса Крыма рода *Crania* и появления типично монских моллюсков. Из известняков монского возраста в разрезе р.Качи Л.П.Горбач определила более двадцати видов моллюсков. По ее заключению, в комплексе представлены почти исключительно те виды, кото-

рые известны из “грубых известняков Монса”. Из этих же известняков фауну микрофораминифер изучила М.В.Ярцева (1966). Она приводит довольно обширный список микрофауны (около 30-ти форм). 30% из общего числа форм идентичны с ассоциацией фораминифер известняка с.Бунде в Голландии, а также известняков Монса и “туфов Сипли” Бельгии.

В целом, из монских отложений Крыма Л.П.Горбач (1972) описала 38 видов гастропод и 41 вид двустворчатых моллюсков. По заключению автора, из общего числа моллюсков (79 видов) только 17 эндемики, из остальных больше половины (36 видов) известны из “грубых известняков Монса”, а 20 видов – из “пудингов и туфов Сипли” (Горбач, 1972, с.48).

Заканчивая изложение данных о монском ярусе Крыма, заслуживающих внимания с точки зрения стратотипа границы даний-монс, вкратце коснемся вопроса верхней границы монского яруса. Повсеместно в крымских разрезах палеоцена в кровле монских отложений наблюдаются признаки перерыва в седиментации (hard ground). Однако масштаб предпозднепалеоценового размыва, по наблюдениям Л.П.Горбач, не везде одинаковый. Согласно ее данным, на центральном участке развития палеоценовых отложений (долина р.Индол и др.), судя по составу моллюсковой фауны, в верхней части толщи монских известняков представлены более молодые слои монса, которые на других участках были размывы перед поздним палеоценом. Об этом, по мнению Л.П.Горбач, свидетельствует наличие в этих слоях наряду с монскими видами моллюсков, форм, встречающихся в верхнем палеоцене Западной Европы. И еще один интересный факт, на который ссылается М.В.Ярцева (1966). Из известняков монса были изучены остракоды В.Г.Шеремета. По его заключению, видовой состав комплекса остракод свидетельствует о палеоценовом возрасте качинских известняков, скорее всего о самом конце монского века. Таким образом, вопрос о стратотипе верхней границы монского яруса по крымским разрезам остается без точного ответа. К нему мы вернемся несколько позже, при обсуждении проблемы самого молодого яруса палеоцена – ландена.

Завершая обсуждение крымского материала, замечу, что оба автора – М.В.Ярцева и Л.П.Горбач после анализа фактического материала по крымскому палеоцену, а также научной литературы, убедительно говорят о наличии свободной связи между палеоценовыми бассейнами Бельгии, Польши, Южной Украины, Кавказа, Поволжья, Мангышлака и Средней Азии.

Ланденский ярус. Завершу обсуждение ярусов палеоценового отдела оценкой статуса ланденского яруса. Это один из одиннадцати “систем” А.Дюмона, выделенных им в 1839 году в разрезе третичных отложений на геологической карте Бельгии. Каждый из них А.Дюмон обосновал с учетом не только их палеонтологического содержания, но и литологических особенностей, закономерностей географического распространения и характера взаимоотношений между “системами”. Надо полагать, что в значительной степени этим обстоятельством был обусловлен тот факт, что 6 из 11 “систем” А.Дюмона, выделенных им на заре истории стратиграфического расчленения третичных отложений, и ныне занимают место в стратиграфических схемах палеогена и неогена не только в статусе регионального яруса, но и в ранге международного стратиграфического подразделения (в палеогене - ландениен, ипресиен и рюпелиен).

С позиций принципа приоритета ланденскому ярусу принадлежит явное преимущество перед *танетским* ярусом, и ныне довольно часто фигурирующем в геологической литературе и в стратиграфических шкалах (нередко и в общей) палеогена. Ведь только 34 года спустя после выделения ландениен, в 1873 году Е.Ренеувье возвел в ранг яруса отложения п-ва Танет (Англия), до того описанные под названием “Танетские пески” М.Прествичем в 1852 году.

Помимо приоритета, стратотип ланденского яруса, к тому же более полный (хотя отнюдь не идеально полноценный), нежели стратотип танетского яруса. Поэтому стратотип ландена более пригодный типовой разрез – стандарт для определения и распознавания верхнего яруса палеоцена, следовательно, для его широкого применения.

Что касается вопроса об объеме и стратотипов границ ланденского яруса, то его решение, действительно сопряжено с определенными проблемами, однако, как будет показано далее, они вполне разрешимы.

Полные разрезы, пригодные для фиксирования границ и определения полного объема ланденского яруса, крайне редки. Особенно мало разрезов, вскрывающих непрерывный ход процесса осадконакопления на рубеже монс-ланден. Хотя, очень часто граница между монским и ланденским ярусами довольно четкая, но, к сожалению, четкость в подобных случаях обусловлена явно выраженным перерывом в седиментации. Тем не менее на обширной территории развития палеоценовых отложений в пределах Средиземноморской области и сопредельных бас-

сейнов все же имеется возможность выявления разрезов, по всем параметрам пригодных в качестве стратотипа границы монс-ланден, а также менее проблемного рубежа ланден-ипр (палеоцен-эоцен). В любом случае задаче успешного, надежно обоснованного решения проблем, связанных с определением границ и объема ланденского яруса, в значительной степени способствует факт появления с монсского века в палеонтологическом содержании ярусов палеогена нового таксона – рода *Nummulites* Lam. Первые неоспоримые представители семейства Nummulitina, в частности, рода *Nummulites*, в шельфовых морских бассейнах установлены с монсского века. Однако первые три примитивных вида нуммулитов – *N. fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe имели ограниченное распространение. Есть основание предполагать, что эта своеобразная группа крупных фораминифер возникла в северо-западной части альпийской геосинклинали. Об этом свидетельствует наличие самых древних (монсских) их представителей в Таджикской депрессии (Ашуров, 1970; Ашуров, Бархатова, 1969; Ашуров, Немков, 1978) и в Закавказье (Мревлишвили, 1965, 1978, 1984, 1988; Мамедов, 1967; Григорян, 1976), а также более богатый и разнообразный комплекс позднепалеоценовых нуммулитов в этих же областях. По-видимому, отсюда они распространились впоследствии как на запад (Сирия, Египет, Италия, Франция, Швейцария и др.), так и на север (Мангышлак, Приаралье, Крым), юго-восток (Пакистан, Индия) и юг (Мадагаскар) (Мревлишвили, 1978, 1984, 1988).

Надо полагать, что быстрому прохорезу нуммулитов по всему обширному палеогеновому морю от Атлантического океана до юго-восточной Азии в позднем палеоцене (Мревлишвили, 1984) способствовали особо благоприятные условия. По всей вероятности, это огромное субширотное море, расположенное почти целиком в пределах тропической и субтропической областей, характеризовалось постоянством физико-географических условий. Поэтому температура и соленость воды почти во всех шельфовых участках должны были быть примерно одинаковыми и этот существенный барьер на путях миграции морской фауны здесь, по всей видимости, не существовал. Быстрому расселению нуммулитов должны были способствовать и морские течения, наличие которых в этом огромном палеогеновом море не может вызывать сомнений.

Таким образом, с достаточной определенностью можно утверждать, что большинство видов нуммулитов имеют одинаковое вертикальное распространение даже в самых отдаленных друг от друга разрезах. Это обстоятельство должно значительно облегчить дальние сопоставления палеогеновых отложений. В результате быстрой эволюции и интенсивного прохореза уже в позднем палеоцене (в ланденском веке) довольно многочисленные виды нуммулитов распространились по всей акватории шельфовой части Тетиса. Начиная с этого времени до конца рюпельского века, нуммулиты являются одним из самых характерных элементов морской фауны, не менее важным, чем планктонные фораминиферы и нанопланктон.

В настоящее время известно немало местонахождений палеоценовых нуммулитов в пределах Средиземноморской провинции и сопредельных регионах, и почти все они открыты примерно за последние 3-3,5 десятилетия прошлого века, за исключением палеоценовых нуммулитов из т.н. эсенских сланцев оазиса Фарафра (Египет), где в 1883 г. впервые были установлены Ф. де ля Арпом три палеоценовых вида нуммулитов – *N. fraasi* de la Harpe, *N. solitaries* de la Harpe и *N. deserti* de la Harpe. Именно эти три вида нуммулитов фиксируются в редких местонахождениях монсских представителей рода *Nummulites*. Иной, более разнообразный состав нуммулитового комплекса содержат более молодые отложения, залегающие непосредственно на монсских образованиях. В Таджикской депрессии первые нуммулиты установлены в т.н. Акджарских слоях. Здесь представлены *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. aff. solitaries* de la Harpe и *N. aff. deserti* de la Harpe (Ашуров, Бархатова, 1969; Ашуров, 1970; Ашуров, Немков, 1978). Монсский возраст Акджарских слоев убедительно определяется комплексом моллюсков, имеющим много общего с монскими фаунистическими комплексами Крыма и Бельгии (Миронова, 1975). В восходящем разрезе за акджарскими слоями непосредственно следует т.н. бухарская свита, самая нижняя часть которой – табакчинские слои, охарактеризована довольно богатым, смешанным комплексом моллюсковой фауны. В нем представлены, с одной стороны, виды, характерные для монсского яруса, и наряду с ними позднепалеоценовые (ланденские) формы (Миронова, 1975). Поздним палеоценом датируются залегающие выше аруктаусский и каратегинский горизонты как моллюсковой фауной, так и комплексом крупных фораминифер, содержащимся в каратегинских слоях – наряду с многочисленными индивидами *Nummulites fraasi* de la Harpe здесь представлены более десяти видов крупных фораминифер: *Nummulites deserti* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe, *N. silvanus* Schaub., *N. soerenbergensis* Schaub., *N.*

subplanulatus Hant. et Mad., *N. spileccensis* Munier-Chalm., *N. akkurdanensis* Nemk., *N. praeexilis* Mamed., *N. bolcensis* Munier-Chalm., *N. pernotus* Schaub., *Operculina* ex gr. *heberti* Munier-Chalm. и др. Аналогичный комплекс крупных фораминифер встречается и в вышележащих отложениях аруктаусского горизонта. Таким образом, бухарская свита в целом по палеонтологическому содержанию отвечает верхнему палеоцену (ланденскому ярусу), что вполне соответствует его стратиграфическому положению. Наличие в табакчинских слоях смешанного комплекса моллюсковой фауны с позднепалеоценовыми формами, особенно же довольно разнообразной по видовому составу комплекса нуммулитов, свидетельствует о позднепалеоценовом (ланденском) возрасте табакчинских слоев и вполне обоснованно можно приурочить границу монс-ланден к их подошве. Довольно четко отбивается и верхняя граница ланденского яруса – сузакские слои, залегающие согласно на породах бухарской свиты, охарактеризованы богатым комплексом моллюсков, микрофораминифер, а также нуммулитидами (*Nummulites bolcensis* Munier-Chalm., *N. praemurchisoni* Nemk. et Barch., *Operculina ammonea* Leym., *Discocyclina archiaci* Schlumb. – в большом количестве индивидов). Весь комплекс ископаемых организмов датирует сузакские слои ранним эоценом.

Аналогичная смена фаунистических комплексов на рубеже монсского и ланденского ярусов зафиксирована во многих разрезах палеоцена Средиземноморья и сопредельных регионов (особой четкостью, естественно, ощутимая при наличии перерыва в осадконакоплении в седиментации перед ланденом), с той лишь разницей, что в пределах Западного Средиземноморья в монсских отложениях лишь в единичных случаях указываются редкие представители крупных фораминифер, причем, только из самой верхней части монсского яруса – в зоне *Globorotalia velascoensis* (Мревлишвили, 1984). Поэтому корреляция монсских отложений обосновывается фаунистическими комплексами микрофораминифер, моллюсков и нанопланктона, альвеолинами (в ограниченных регионах, где они представлены более или менее обильными индивидами, пригодными для определения вида).

В пределах Западного Средиземноморья нижняя граница ланденского яруса довольно убедительно фиксируется в Швейцарских Альпах (Шауб, 1951) в подошве средней части Шлирензандштайна (Шонизандштайн), охарактеризованного фауной крупных фораминифер – *Nummulites* cf. *deserti* de la Harpe, *N. solitaries* de la Harpe, *N. subplanulatus* Hant. et Mad., *N. pernotus* Schaub., *N. praecursor* de la Harpe, *N. silvanus* Schaub., *N. bolcensis* Munier-Chalm., *N. spileccensis* Munier-Chalm., *Discocyclina* cf. *seunesi* Douv. Г.Шауб выделил отложения, охарактеризованные этим комплексом крупных фораминифер как “палеоцен с нуммулитами”, подчеркнув отличие Шонизандштайна от пород Губерзандштайна (нижняя часть Шлиренфлиша), лишенных представителей рода *Nummulites*. Это “палеоцен без нуммулитов”, Г.Шауба, в котором он зафиксировал только один палеоценовый вид – *Discocyclina* cf. *seunesi* Douv. Фауна нуммулитов, представленная в породах Шонизандштайна почти не отличается от нуммулитового комплекса бухарской свиты, так что ланденский возраст средней части Шлиренфлиша нам кажется вполне убедительным, тем более, что в расположенных выше отложениях (верхний Шлирензандштайн) Г.Шаубом установлены первые представители эоценового рода крупных фораминифер *Assilina* (*Ass.* aff. *nili*) и характерный для нижнего эоцена (ипрского яруса) вид – *Nummulites planulatus* (Lam.) и в комплексе с ними – *N. globulus* Leym., *N. praecursor* de la Harpe, *N. subramondi* de la Harpe, *N. pratti* d’Arch. et Haime, *N. pernotus* Schaub., *N. praelucasi* Douv. Что касается пород Губерзандштайна, то они своим стратиграфическим положением отвечают монсскому ярусу, хотя в какой степени соответствуют они полному объему этого яруса судить трудно.

Аналогичным комплексом крупных фораминифер охарактеризованы ланденские отложения в Северной Аквитании (Вейо, 1964). Здесь в известковистых мергелях представлены *Nummulites* cf. *spileccensis*, *N.* cf. *praecursor*, *N.* aff. *globulus*, *N. soerenbergensis*, *Alveolina laxa*, а в известняках *Alveolina cucumiformis* и *Alv. avellana*. В восходящем разрезе их сменяют песчанистые известняки с *N. exilis*, *N. planulatus*, *N. globulus*, *Assilina* sp., *Alveolina oblonga*, еще выше – мергели с *N. pernotus* и *N. leupoldi*, и наконец, известняки с *N. burdigalensis*. Весь комплекс крупных фораминифер свидетельствует о раннеэоценовом возрасте вмещающих пород. Еще точнее, убедительно можно говорить, что они соответствуют нижней части ипрского яруса т.к. в восходящем разрезе их сменяют слои с крупными фораминиферами, характерными для верхней части нижнего эоцена – *Nummulites aquitanicus*, *N. praelaevigatus*, *N. rotularius*, *N.* cf. *incermanensis*, *N. pernotus paraburdigalensis* и *N. jaquoti*.

Завершая обсуждение ланденского яруса, считаю необходимым обратиться еще к одному региону развития палеогеновых отложений. В обширной научной литературе, кроме русскоязычной, нам не довелось встретить упоминание разрезов палеогеновых отложений Сирии. Они заслуживают самого пристального внимания стратиграфов, занимающихся усовершенствованием общей стратиграфической шкалы палеогеновой системы, тем более, что разрезы эти изучены на самом высоком научном уровне и результаты исследований опубликованы (Абдулрахим, 1969, 1970; Абдулрахим, Немков, 1972; Крашенинников, 1965; Крашенинников, Немков, 1975). В палеогеновых отложениях этой страны содержатся как комплексы крупных, так и планктонных фораминифер. На основе планктонных фораминифер разработана зональная стратиграфия (Крашенинников, 1965, 1969), а несколько позже совместно с Г.И.Немковым и В.А.Крашенинников (1975) обосновали соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов по материалам Сирии. На этот раз ограничимся изложением данных этих исследователей, которые вносят вполне убедительную ясность в некоторые конкретные проблемы стратиграфии палеогена. В первую очередь это проблема стратотипа верхней границы ланденского яруса, и тесно связанный с ней вопрос относительно рубежа палеоцен-эоцен, однозначное решение которого не менее важно. С точки зрения этих проблем наибольший интерес заслуживают разрезы в пределах северо-западной части Сирии. В разрезах у с. Дамата, Нкура и Сафаркие нуммулиты представлены как в верхнем палеоцене (зона *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*), так и в нижнем эоцене, и что самое интересное – наличие в первой же зоне планктонных фораминифер – *Globorotalia subbotinae*, следующих видов нуммулитов: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. exilis* Douv., *N. atacicus* Leym., *N. globulus* Leym.

У с. Дамата (севернее Латакии) на мощной (500 м) толще мергелей и глинистых известняков, охарактеризованных комплексами всех зон планктонных фораминифер датского и монского ярусов, залегают известняки (200 м), в которых установлены зоны *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis*. В первой – помимо характерного комплекса зоны *Globorotalia pseudomenardii*, представлены *Nummulites deserti* de la Harpe и *N. ex gr. solitaries* de la Harpe. Те же виды фораминифер установлены в зоне *Globorotalia velascoensis*.

Нижний эоцен в разрезе Дамата размыт и на породах позднего палеоцена непосредственно залегают известняки с *Nummulites ex gr. laevigatus* (Brug.), *N. gizehensis* и др. Зато непрерывную последовательность отложений верхнего палеоцена (ланденского яруса), нижнего и среднего эоцена (ипрского и лютецкого ярусов) можно проследить в разрезе в окрестностях с. Нкура. Относительно маломощная (4-4,5 м) пачка верхнего палеоцена, залегающая под слоями (6-7 м) зоны *Globorotalia velascoensis*, охарактеризована многочисленными индивидами *Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe и дискоцилин. Непосредственно на глинистых известняках, содержащих комплексе планктонных фораминифер зоны *Globorotalia velascoensis* (обильные *G. velascoensis* Cushman), *G. laevigata* Bolli, *G. acuta* Toulm., *Acarinina acarinata* Subb., *Ac. mckanai* (White)? Залегают маломощная пачка (3 м) крепких известняков с тонкими прослоями мергелей. В известняках представлены нуммулиты: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym., *N. aracicus* Leym. – типичный раннеэоценовый комплекс, убедительно обоснованный наличием *N. planulatus*, а также комплексом планктонных фораминифер зоны *Globorotalia subbotina* и *Globorotalia marginodentata*. В.А.Крашенинников и Г.И.Немков (1975) не исключают, что сокращенная мощность отложений связана со скрытым размывом, что, на наш взгляд, маловероятно. Помимо того, что совершенно отсутствуют признаки размыва, в последовательности зон планктонных фораминифер вплоть до зоны *Acarinina rotundimarginata* представлены все без исключения зоны, при этом мощности сокращены не на одном определенном уровне, а по всей толще отложений в разрезе с.Нкура. Конденсированы отложения позднего палеоцена и раннего эоцена и у с.Сафаркие, к юго-западу от с.Нкура, где наблюдается в точности подобная же последовательность фаунистических комплексов: в верхней части палеоцена содержатся многочисленные индивиды *Nummulites fraasi* de la Harpe и *N. deserti* de la Harpe, а в залегающих выше мергелях зоны *Globorotalia subbotina* представлены те же виды нуммулитов, что и в разрезе с.Нкура: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym., и *N. atacicus* Leym. И, наконец, еще один примечательный факт, заслуживающий особого внимания – восточнее Латакии, у с.Кесладжук в нижних слоях нижнего эоцена (ипрского яруса) совместно с комплексом планктонных фораминифер зоны *Globorotalia subbotina* представлен раннеэоценовый комплекс крупных фораминифер: *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. exilis* Douv. и обильные альвеолины.

Подведем итог. Весь фактический материал, изложенный выше, проливает свет на проблему границы палеоцен-эоцен. Совершенно ясно, что за верхним палеоценом (ланденским ярусом) в составе двух зон планктонных фораминифер – *Globorotalia pseudomenardii* и *Globorotalia velascoensis* и охарактеризованным, к тому же, позднепалеоценовым комплексом крупных фораминифер (*Nummulites fraasi* de la Harpe, *N. deserti* de la Harpe, *N. solitarius* de la Harpe, *N. pernotus* Schaub., *N. silvanus* Schaub., *Operculina heberti* Mun.-Ch., *Discocyclusina seunesi* Douv., *D. douvillei* (Schlumb.) и др.), в непрерывных разрезах не только в Сирии, но и в некоторых других регионах, непосредственно следуют отложения ипрского яруса, содержащие комплекс планктонных фораминифер зоны *Globorotalia subbotina* и типичную нижнеэоценовую ассоциацию крупных фораминифер. Из числа нуммулитов в первую очередь назовем *Nummulites planulatus* (Lam.), руководящий вид ипрского яруса, и кроме этой формы: *N. globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., *N. subramondi* de la Harpe, *N. exilis* Douv., *N. pratti* d'Arch. et Haime, *N. purchisoni* Rutim., первые представители эоценового рода *Assilina*, нижнеэоценовые виды альвеолин и др. Вполне убедительно можно придти к заключению, что между ланденским и ипрским ярусами не остается места для выделения еще одной, какой-либо промежуточной стратиграфической единицы (будь то зона, или ярус). Это один (возможно самый решающий) из главных убедительных аргументов, выдвинутых некоторыми авторами в доказательство неприемлемости *илердского* яруса (Bignot, Moorkens, 1975; Мревлишвили, 1984, 1988).

Ипрский ярус. Вновь обращаясь к принципу приоритета, безусловно, название - ипрский ярус должно быть сохранено. Впервые А.Дюмон в 1839 году под этим названием описал т.н. фландрские глины, занимающие в разрезе палеогеновых отложений Бельгии уровень между ланденским и брюссельским ярусами. Позже появились другие названия: *панизелийский*, выделенный А.Дюмоном в 1851 году между ипрским и брюссельским ярусами (позже отложения этого яруса расчленили – часть присоединили к ипрскому ярусу, другую часть – к брюссельскому). В 1880 году Ж.Ф. Дольфус выделил в палеогене Парижского бассейна четыре яруса, в их числе – *кюизский ярус*, соответствующий ипрскому ярусу Бельгии, и *спарнакский ярус* – лагунный эквивалент верхнего палеоцена (ландена). Согласно современным французским стратиграфам, спарнак и кюиз в ранге подъярусов входят в состав единого нижнеэоценового ипрского яруса.⁴ Еще один нижнеэоценовый ярус, по объему соответствующий ипрскому (спарнак+кюиз), появился после того как был описан ипрский ярус – в 1858 году К.Майер-Еймар назвал *лондонским ярусом* толщу глин в Лондонском бассейне, предположительно соответствующую по объему верхней части спарнакского и нижней части ипрских глин Бельгии. И, наконец, имеется еще одно, самое позднее название – *мелегийский ярус* (Melegien, Salai, 1980) – эквивалент лондонского яруса (s. l.), согласно автору, описавшему этот, очередной новый ярус палеогена по Тунисскому парастратотипу.

Отдавая предпочтение названию *ипрский ярус*, первым долгом, по принципу приоритета и учитывая высокую степень популярности в широких масштабах всего Средиземноморья, считаем, что это название должно быть сохранено. Несмотря на скудное палеонтологическое содержание его бельгийского стратотипа (фландрских глин). Обоснование ипрского яруса по всем параметрам полноценным парастратотипом вполне реально. На наш взгляд, наиболее высокая степень целого комплекса критериев, необходимых для установления парастратотипа, фиксируется в ряде разрезов эоцена Сирии. Непрерывность осадконакопления в интервале времени поздний палеоцен-лютецкий век, полноценная палеонтологическая характеристика по всему разрезу отложений и самый высокий уровень изученности, являются предпосылками для установления полноценного парастратотипа ипрского яруса. Среди разрезов палеогена Сирии, вскрывающих отложения по всей мощности – от верхнего палеоцена до олигоцена включительно, охарактеризованные одновременно зональными комплексами планктонных фораминифер, и богатыми ассоциациями крупных фораминифер (в первую очередь нуммулитов, обеспечивающих убедительный базис для разграничения ярусов палеогена), наиболее интересным для определения объема и границ ипрского яруса является тот же самый разрез окрестностей с.Нкура в северо-западной Сирии.

Лютецкий ярус. Стратотипом яруса, названного старым именем г.Парижа – Lutèce, А.Лаппарану послужили отложения в разрезе палеогена Парижского бассейна, занимающие

⁴ Ряд авторов в состав нижнего эоцена включают два яруса – илердский и кюизский. О валидности илердия выше уже была изложена наша позиция (см. также Мревлишвили, 1984, 1988).

место между кюизскими регрессивными песчаниками (с Unio и прослоями глин, содержащих лигнит) и трансгрессивными морскими песками Оверза, Бошана и др. Разрез стратотипа лютецкого яруса начинается трансгрессивными глауконитовыми песчаниками, со стратиграфическим несогласием (с перерывом!), залегающими на озерных песчаниках ипрского яруса. Представленный в песчаниках *Nummulites laevigatus* (Brug.) – иммигрировавший вместе с наступающими морскими водами раннелютецкий вид, свидетельствует о том, что песчаники (базальная пачка) относятся к нижнему лютецу. По мере нарастания трансгрессии постепенно уменьшается количество песчаного материала и начинается накопление известняков – это хорошо известные грубые известняки Парижа, охарактеризованные богатой, разнообразной фауной (нуммулиты, орбитолиты, моллюски, морские ежи, кишечнополостные и др.). Разрез лютецкого яруса (стратотипа!) венчают озерные известняки с отпечатками пальм и пресноводной формой – *Planorbis pseudoammonius*. Естественно, известные французские геологи (Abrard, 1948; Pomerol, 1973 и др.) имели полное основание для заключения, что разрез лютецкого яруса соответствует четко обособленному седиментационному циклу. Более того, согласно Ж.Денизо, это **самый типичный ярус** эоцена, несмотря на то, что классический (исторический) стратотип лютецкого яруса не назовешь полноценным эталонным разрезом, отвечающим строгим требованиям, предъявляемым стратиграфами к идеальным стратотипам, в поисках которых то и дело “рождаются” неостратотипы и “неоярусы”. Несмотря на это, валидность лютецкого яруса, одного из самых популярных ярусов из богатейшего ярусного арсенала палеогеновой системы, никогда, за всю длительную историю его существования в ранге яруса, не подвергалась сомнениям. Хотя, неполноценность парижского стратотипа всегда являлась одной из причин проблем, связанных с определением объема и верхней границы среднего эоцена. После того, как в К.Кавелье и Л.Кальве (1965) в регионе Крюиль (Cruil), в бассейне р.Уазы установили морские отложения лютецкого возраста, содержащие позднелютецкие формы ископаемых организмов (*Discorinopsis kerfornei*, *Linderina brugesi* и *Alveolina elongata*), стратиграфический диапазон лютецкого яруса определился более или менее полным объемом. Однако и на этот раз он не был обоснован идеальным стратотипом т.к. в подошве парижского стратотипа лютецкого яруса не исключается наличие перерыва.

После того как определился полный объем лютецкого яруса, соответственно пролился свет и на проблему его верхней границы. Между лютецким ярусом и бартоном (самой нижней его частью – оверзом) в Парижском разрезе палеогена уже не оставалось места еще для одного, нового среднеэоценового яруса – т.н. **Биаррицкого яруса**, выделенного Hottinger и Schaub (1960) в верхней части среднего эоцена. Указанные авторами отложения в качестве стратотипа этого нового яруса, составляющие часть известного Биаррицкого разреза, – известковистые мергели о-ва Гуреп и мергели Вилла-Марбелла, палеонтологически действительно убедительно датируются как верхняя часть среднего эоцена, но не лютецкого яруса. Они охарактеризованы комплексом крупных фораминифер нуммулитовой зоны – *Nummulites brongniarti* d'Arch. et Haime: *N. millecaput* Boubeé, *N. gallensis* Heim, *N. perforatus*, *N. incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* (Brug.) и др. Решение вопроса о названии, проблемы ранга и места этих отложений в общей стратиграфической шкале тесно связано с проблемой оверза.

Оверзский ярус. В Аквитанском бассейне и в Альпах сначала Bussac (1911, 1911_a, 1912), а затем и другими исследователями под названием **оверзского яруса** описывались постлютецкие отложения, общей характерной чертой которых является наличие в них своеобразного, смешанного комплекса нуммулитовой фауны, содержащего, с одной стороны, среднеэоценовые виды – *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. gallensis* Heim., *N. millecaput* Boubeé, *Assilina exponens* (Sow.) и др., а с другой – *N. incrassatus* de la Harpe и *N. striatus* (Brug.), чаще подвид *N. striatus pannonicus* Rozl., формы, характерные для верхнеэоценовой (приабонской) ассоциации крупных фораминифер, и обычно фиксируемые в отложениях приабонского возраста совместно с *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. bouillei* de la Harpe, *N. budensis* Hant., *N. chavannesi* de la Harpe и др. Что касается моллюсковой фауны, то после анализа изученного им моллюскового комплекса оверзского яруса Аквитанского бассейна, Ж.Буссак пришел к выводу, что комплекс моллюсков оверза Аквитании также тесно связан с лютецким, как в Парижском бассейне, и что по общему характеру фауны лютецкий и оверз-

ский ярус можно объединить в нижний мезонуммулитукум⁵, а бартон и приабон по аналогичному же критерию, - в верхний мезонуммулитукум (Bussac, 1912). Таким образом, уже тогда, в начале XX столетия (спустя 7 лет после выделения оверзского яруса А.Дольфусом), Ж.Буссак видел место оверзского яруса в составе среднего эоцена, одновременно признавая его статус в ранге самостоятельного яруса палеогеновой системы.

Тем не менее и после того как на примере хорошо известного Биаррицкого разреза Ж.Буссак вполне убедительно обосновал статус оверзского яруса и определил его место между лютецским и верхнеэоценовым приабонским (т.н. мергели Баскского берега, слои перспективы Мирамар и др.) ярусами, подчеркнув близость его палеонтологического содержания к моллюсковому фаунистическому комплексу лютецкого яруса, еще долгие годы оверз Парижского бассейна рассматривался как неотъемлемая часть верхнеэоценового бартонского яруса, в состав которого французские и английские геологи включали все без исключения постлютецские отложения самых разнообразных фаций (до подошвы олигоцена). В оверзский подъярус (нижний бартон) объединялись пески Бошан, Оверза, Мон-Сен-Мартен и др. (т.н. средние пески); Маринезийский подъярус (средний бартон) объединял отложения Дюси, Мортфонтена, Сент-Оуэн, Кресне и Марине, а людийский подъярус (верхний бартон) – мергели с *Pholadomya ludensis* и гипсы с незначительными прослоями мергелей.

Несколько позже М.Жинью (1950) довольно четко высказался против подобного, столь расширенного понимания бартонского яруса, под весьма убедительным, на наш взгляд, предлогом, что глины Бартона в Гемпширском бассейне – стратотип бартонского яруса, соответствует не более, как людийскому ярусу Парижского бассейна. Тем не менее бартонский ярус еще долго датировался поздним эоценом, только объем его понимался по-разному – то с тремя подзонами (вышеназванными), то вместе с приабонским ярусом составлял верхний эоцен и т.д. Что касается двух нижних подъярусов бартона (s.l.) – оверзского и маринезийского, то еще некоторое время оставались неопределенными их возраст и место в стратиграфической шкале эоцена и поэтому служили поводом для появления новых ярусов (Hottinger, Schaub, 1960) или второй нуммулитовой зоны в составе лютецкого яруса - зона *Nummulites brongniarti*, со смешанным комплексом нуммулитов (Мревлишвили, 1965, 1978). И, наконец, нашлось еще одно странное, на наш взгляд, решение проблемы бартона - определив возраст бартонского яруса как средний эоцен, в его составе оставили весь спектр постлютецских отложений (т.н. подъярусы – оверзиен и маринезиен), за исключением людийского подъяруса – эквивалента бартонских глин Гемпширского бассейна, послуживших в свое время К.Майер-Еймару эталоном нового, верхнеэоценового яруса, в интервале между кровлей средних песков (оверза) и подошвой олигоцена в Парижском бассейне. К оценке подобного способа решения *номенклатурных проблем* мы вернемся позже, после того как завершим обсуждение вопроса о валидности оверзского яруса. Для этого нам понадобится вновь вернуться к Аквитанскому бассейну, конкретно к знаменитому Биаррицкому разрезу, вскрывающему непрерывную последовательность ярусов палеогена, начиная с лютецкого до рюпельского включительно, причем каждый из ярусов охарактеризован богатой и разнообразной по таксонам, фауной.⁶

1. В Биаррицком разрезе довольно четко фиксируется верхняя граница лютецкого яруса, охарактеризованного обильными остатками крупных фораминифер. В известняках представлены: *Nummulites perforatus* (Montf.), *N. atacicus* Leym., *N. brongniarti* d'Arch. et Haime, *N. laevigatus* (Brug.). Разрез лютецкого яруса венчают голубые известковистые мергели острова Гуреп, содержащие на редкость богатую фауну морских ежей – по свидетельству R.Abrar (1948), из этой пачки мергелей определено 48 видов морских ежей – представителей 26 родов. Аналогичные породы обнажаются и на континенте – в нижней части г.Андиа (Handia).
2. Вверх по разрезу голубые мергели о-ва Гуреп совершенно согласно сменяются слоями Вилла-Марбелла (Villa Marbella). Это серые мергели с линзами известняков, включающих в большом количестве раковинки крупных фораминифер.
3. В восходящем разрезе за мергелями непосредственно Вилла Марбелла, согласно следуют т.н. нижние мергели Баскского берега с *Pentacrinus* и *Globigerapsis semiinvoluta*. Далее идут известковистые мергели (т.н. верхние мергели Баскского берега) с богатой фауной приабон-

⁵ Э.Ог эоцен (s. l., в первоначальном понимании Ч.Лайеля, 1833) делил на эонуммулитукум (= нижний эоцен), мезонуммулитукум (s. s.= средний+верхний эоцен) и неонуммулитукум (олигоцен).

⁶ Материалы по Биаррицкому разрезу заимствованы из работ J.Bussac (1911, 1912), М.Жинью (1952), R.Abrar (1948), Ch.Pomerol (1973).

ского яруса (моллюски и нуммулиты). Нуммулиты представлены следующими видами: *N. incrassatus* de la Harpe, *N. fabianii* (Prev.), *N. chavannesi* de la Harpe, *N. bouillei* de la Harpe. Комплекс нуммулитов, также как и наличие в первых же слоях нижних мергелей (с пентакринусами) *Globigerapsis semiinvoluta*, датируют мергелей Баскского берега приабоном. Примечательно, что ни один из верхнеэоценовых видов нуммулитов, представленных в мергелях Баскского берега, не встречается в нуммулитовом фаунистическом комплексе слоев Вилла Марбелла. Более молодые слои приабоносского яруса в Биаррицком разрезе представлены глинами Перспективы Мирамар и песчанистыми мергелями утесов Lou Cacheau.

4. Вверх по разрезу их согласно сменяют олигоценовые отложения с *Nummulites intermedius* d'Arch., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Clypeaster biarritzensis* и др.

Подводя итог, со всей уверенностью можно говорить о наличии в мощной толще отложений Биаррицкого разреза четырех комплексов крупных фораминифер последовательно сменяющих друг друга: Лютецкий; Оверзский; Приабоносский и Олигоценовый. Аналогичная смена фаунистических комплексов крупных фораминифер фиксируется по всей южной нуммулитовой провинции, о чем свидетельствуют результаты научного анализа обширной литературы. Закономерная смена этих комплексов фиксирует границы: лютециен-оверзиен, оверзиен-приабониен, приабониен (эоцен)-олигоцен. В этой провинции нуммулитовыми комплексами фиксируются также границы монс-ланден, ланден-ипр и ипр-лютециен (в разрезах, вскрывающих отложения древнее лютецкого века, охарактеризованные фауной крупных фораминифер).

Относительно верхней границы лютецкого яруса, к уже сказанному выше, при обсуждении вопроса об его объеме, по материалам Парижского бассейна, можно добавить лишь одно, что характерным комплексом южных форм крупных фораминифер по всей южной нуммулитовой провинции она отбивается более четко и убедительно.

Прежде чем коснемся проблем, связанных с верхнеэоценовым ярусом (границ, объема и номенклатуры), необходимо более подробно обсудить вопрос о статусе и номенклатуре отложений, занимающих в разрезе эоцена интервал между лютецким ярусом и верхним эоценом. Несмотря на то, что в названиях постлютецких отложений после 1857 года не было недостатка - в 1857 г. К.Мауер-Еумар их назвал бартонским ярусом; веммельским - Vincent et Rutot, 1878; ледийским - Mourlon, 1887; людийским - Munier-Chalmas et Lapparant, 1893, выделенный в 1905 году Ж.Дольфусом оверзский ярус, скоро обрел широкую популярность. Немаловажную роль в этом, безусловно, сыграли капитальные труды J.Bussac (1911, 1911a, 1912) так же, как и четкая фаунистическая характеристика отложений в целом в Аквитанском бассейне, особенно же Биаррицкого разреза. Богатая, разнообразная фауна, к тому же изученная с самого же начала на высоком уровне (Bussac, 1911), способствовала распознаванию синхронных оверзскому ярусу отложений даже в отдаленных регионах и широкой его популярности. Даже ограниченный перечень тех регионов, где в разрезе палеогена установлены отложения, содержащие смешанный комплекс нуммулитид, идентичный оверзскому комплексу Биаррица, притом в каждом отдельном случае на определенном стратиграфическом уровне (Мревлишвили, 1965a, 1978)⁷, является убедительным доводом в пользу признания оверза в ранге международного яруса под названием именно **оверзского яруса**, а не биаррицкого (Hottinger, Schaub, 1960), и тем более не бартонского яруса. Первый из них, естественно, отпадает по принципу приоритета. Бартонский же, относительно приоритета, хотя и имеет явное преимущество перед оверзским ярусом, однако после того, как кульминацией многолетних перипетий относительно его объема и границ явился факт лишения яруса его исторического стратотипа и коренным образом изменили его изначальный возраст, бартон можно сохранить разве что только в ранге локальной стратиграфической единицы в пределах Гемпширского бассейна.

По всем параметрам - вполне определенное палеонтологическое содержание, способствующее осуществлению межрегиональной (широкомасштабной) корреляции, четкие границы в Биаррицком разрезе - полноценном гипостратотипе (его автором следует признать Ж.Буссака, который вскоре после А.Дольфуса, впервые описавшего в 1905 г. оверзский ярус, опубликовал

⁷ В ранних работах Н.И.Мревлишвили (1965a, 1978), высказывая отрицательное мнение относительно выделения в ранге нового, среднеэоценового яруса отложений со смешанным комплексом нуммулитид, залегающих между слоями с лютецким комплексом и приабонским ярусом (оверз Bussac, 1911), рассматривала их как верхнюю нуммулитовую зону лютецкого яруса (зона *Nummulites brongiarti*). После появления в научной литературе новых фактических данных, проливающих свет на проблемы объема и границ лютецкого яруса, возраста оверзиен и маринезиен Парижского бассейна, окончательно определился взгляд на ранг и статус оверзского яруса.

специальную фундаментальную работу, посвященную Биаррицкому разрезу, 1911) *оверзский ярус* является совершенно полноценным подразделением эоцена. В ранге яруса он должен занять место в общей стратиграфической шкале палеогена между лютетским и приабонским ярусами.

Приабонский ярус. Прежде чем приступим к обсуждению некоторых, не столь сложных проблем, связанных с самым молодым ярусом эоцена, заметим, что наиболее популярное и по приоритету самое раннее его название – бартон, по понятным причинам, о которых речь шла выше, уже исключается.

Из двух синхронных – верхнеэоценовых ярусов, выделенных намного позже бартона, в 1893 году, двумя авторами самостоятельно, в разных регионах – *людийского* (Мюнье-Шалма) – в Парижском бассейне, и *приабонского* (Лаппаран) – в Северной Италии, безусловно, почти по всем параметрам, наиболее полноценным является стратотип приабонского яруса. Начнем с того факта, что в стратотипе людийского яруса (Ludes, близ г. Реймса) только нижняя часть разреза представлена морскими отложениями – мергелями с *Pholadomya ludensis*. Вверх по разрезу за ними следуют обогащенные гипсом континентальные слои, мало пригодные даже для локальной корреляции – в пределах самого Парижского бассейна. Так что людийский ярус можно рассматривать всего лишь как локальную стратиграфическую единицу.

Что касается приабонского яруса, то по принципу приоритета, то его преимущество с этой точки зрения ныне уже стало бесспорным, после того как бартоном назвали более древний ярус, залегающий под верхним эоценом. Незначительная доля неясности в связи с нижней и верхней границами в стратотипическом разрезе приабонского яруса, то новейшими исследованиями (Cita, Piccoli, 1964; Cita, 1969; Martini et al., 1986) уже устранена, и статус и место приабонского яруса, на наш взгляд, в международной стратиграфической шкале палеогеновой системы вполне убедительно обоснованы. Следует лишь добавить, что приабонские отложения, охарактеризованные богатым комплексом планктонных фораминифер, нуммулитов, дискоциклин, моллюсков и т.д., к тому же изученные на довольно высоком уровне, развиты во многих других регионах. Ограничимся лишь кратким обзором только некоторых, наиболее интересных из них.

В первую очередь, еще раз вернемся к Биаррицкому разрезу, в котором отложения приабонского яруса совершенно согласно, непосредственно сменяют оверзские породы – зону *Truncorotaloides rohogi*. Разрез приабона начинается т.н. мергелями с *Pentacrinus*, содержащими богатую фауну ехинид и комплекс микрофораминифер зоны *Globigerapsis semiinvoluta* (Pomerol, 1973). Вверх по разрезу следуют мергелистые известняки Баскского берега с *Nummulites fabianii* (Prev.), далее – голубовато-серые глины и песчано-мергелистые известняки перспективы Мирамар и утесов Лу Кашу (Lou Sachaou). Их совершенно согласно, без признаков перерыва сменяют олигоценовые известняковые отложения с *Nummulites intermedius* d'Arch., *Chlamys biarritzensis* d'Arch., *Clypeaster biarritzensis* d'Arch.

Четко отбиваются границы полного разреза приабонского яруса, охарактеризованного богатым, разнообразным комплексом крупных фораминифер (нуммулитов, дискоциклин, астероциклин, актиноциклин, гржибовский, спироклипеусов) в палеогене Сирии (Крашенинников, 1965; Абдулрахим, 1970; Абдулрахим, Немков, 1972; Крашенинников, Немков, 1975). На восточном склоне Анти-Ливана, в разрезах Думмар, Маараба, Маалола и др., непосредственно на отложениях зоны *Truncorotaloides rohogi* залегает слой первой зоны приабона - *Globigerapsis semiinvoluta*. В породах этой же зоны представлен приабонский комплекс нуммулитов: *N. fabianii* (Prev.), *N. chavannesi* de la Harpe, *N. anomalus* de la Harpe, *N. bouillei* de la Harpe. В разрезе Мнин совместно с *N. fabianii* (Prev.) и *N. striatus* (Brug.) довольно многочисленными индивидами представлен также *N. millicaput* Boubeé, который в более молодых зонах не зафиксирован. Зато в зонах *Globorotalia cocoaensis* и *Globigerina gortanii* совместно с приабонским комплексом нуммулитов встречаются дискоциклины, астероциклины, астеродискусы, гржибовские, спироклипеусы. Постепенный, без каких-либо признаков размыва (перерыва) переход приабонского яруса в олигоцен фиксируется в ряде разрезов Сирийской пустыни и Пальмирид, а также вдоль юго-восточного склона Анти-Ливана, появлением в отложениях комплекса планктонных фораминифер нижнеолигоценовой зоны – *Globigerina tapuriensis*, а также *Nummulites intermedius* d'Arch, нередко обильными индивидами. Из-за ограниченного распространения олигоценовых отложений, притом в виде разрозненных выходов, по материалам Сирии судить о проблемах ярусов олигоцена не удается.

И, наконец, излагаем некоторые материалы, относящиеся к наиболее сложной, на наш взгляд, проблеме объема, границ и ярусов олигоцена, нерешенной до сих пор однозначно. На этот раз сложности решения проблемы носят, в первую очередь, объективный характер. Они связаны с теми широкомасштабными палеогеографическими изменениями, первые проявления которых давали знать о себе еще в конце эоценовой эпохи. В начале олигоцена площадь эпиконтинентальных бассейнов значительно уменьшилась, однако все еще оставались водоемы с нормально-морским режимом седиментации и разнообразной фауной открытых морских бассейнов. Постепенно значительно сокращалась и площадь шельфовых морей, связанных с геосинклинальными прогибами Альпийско-Гималайского орогенного прогиба. В среднем и позднем олигоцене осадконакопление происходит преимущественно в лагунно-континентальных условиях. Поэтому морские отложения с нормально-морской ископаемой фауной на континентах крайне редки. Вследствие этих обстоятельств, палеогеографическая ситуация олигоценовой эпохи и ее результаты, отразившиеся в характере отложений того времени, явились весьма и весьма неблагоприятными предпосылками для разработки стратиграфической схемы олигоцена. Они и породили, надо полагать, серьезные разногласия среди геологов относительно стратиграфического диапазона и расчленения самого молодого отдела палеогена.

В конечном счете, самым ощутимым результатом всех этих обстоятельств явилось то, что, если два нижних отдела палеогеновой системы – палеоцен и эоцен, за последние десятилетия в той или иной степени расширились за счет смежных единиц, то олигоцен оказался сильно ущемленным. Верхний его ярус, лишившись нижних слоев (хаттские белые мергели стратотипа аквитаниен), перенесен в неоген, а нижний – латдорфский ярус, лишился и ранга, и статуса и даже конкретного, определенного стратиграфического места. Осмелюсь заметить, что в отношении стратиграфии олигоцена, несогласованность специалистов проявилась особенно наглядно. Ограничусь кратким изложением только некоторых примеров, чтобы показать насколько расходятся мнения геологов относительно объема и ярусов олигоцена.

1. После того как пала тень сомнений на олигоценовый возраст латдорфского яруса (Krutzsch, Lotsch, 1957), он как-бы растворился в позднеэоцен-олигоценовых стратиграфических единицах. В одних регионах он оказался в составе неопределенного ранга стратиграфической единицы – “нижний+средний олигоцен” (?!), которая фигурирует не только в публикациях отдельных авторов, но и в стратиграфических схемах капитального издания “Стратиграфия СССР. Палеогеновая система”, 1975, в составе олигоцена, занимая уровень между эоценом и верхним олигоценом.
2. Ch.Pomerol (1973), вслед за К.Кавелье, считает, что латдорфские слои, нижний тонгр, людийский ярус, хедонские и бембриджские слои Лондонского бассейна синхронные (позднеэоценовые) отложения и составляют верхнюю часть бартонского яруса (s.l. – вместе с оверзиен и маринезиен). Длительность позднего эоцена, по данным Ш.Помероля, 6 млн.лет; подошва олигоцена датируется 37 млн.лет; длительность олигоцена – 12 млн.лет; кровля олигоцена – 25 млн.лет; длительность позднего эоцена+олигоцен – 18 млн.лет.
3. Судя по стратиграфической схеме GTS⁸, длительность позднего эоцена – 3.3 млн.лет; раннего олигоцена (рюпельского века) – 5.5 млн.лет; подошва олигоцена – 33.9 млн.лет; кровля олигоцена – 23.3 млн.лет; длительность всего олигоцена – 10.87 млн.лет; приабон+олигоцен – 14.17 млн.лет.
4. По биохронографической схеме, авторами которой являются J.Hardenbol, J.Thirrey, M.Farley, Th.Jacquin, P-Ch. de Graciansly и P.Vail (1998), длительность приабона (в. эоцена) – 3.3 млн.лет; подошва олигоцена – 33.7 млн.лет; кровля олигоцена – 23.8 млн.лет; длительность рюпельского века – 5.2 млн.лет; длительность олигоцена – 9.9 млн.лет; верхний эоцен+олигоцен – 13.2 млн.лет.

Таким образом, латдорфский ярус, не оставив следа, исчез, но не только в приведенных выше четырех интерпретациях объема олигоцена. Наша оценка относительно первого из них уже дана. Во втором случае (Pomerol, 1973) он растворился в верхнем эоцене, длительность которого измеряется 6-ю млн.лет. В третьем и четвертом – за счет латдорфа расширился рюпельский ярус, долгие годы занимающий средний уровень олигоцена. В новейших шкалах его подошва опустилась до кровли эоцена (за счет каких отложений, если латдорфские слои позднеэоценового возраста?!).

⁸ Geologic Time Scale 2004 (Gradstein et al., 2004).

Остается высказать наше особое мнение относительно объема, границ и ярусов олигоцена. Вполне разделяя обоснованные фактическими данными заключения относительно валидности приабонского и латдорфского ярусов и их места в стратиграфической шкале палеогена трех авторов статьи “Граница эоцен/олигоцен и латдорф (нижний олигоцен)”- E.Martini, V.Fahlbousch и H.Nagh (1986), ограничимся лишь кратким изложением некоторых фактических данных, которые могут пролить свет на проблемы ярусного расчленения олигоцена:

1. Об объеме и верхней границе приабонского яруса (граница с олигоценом) выше уже было сказано. Граница эта четко фиксируется появлением в отложениях *Nummulites intermedius* d'Arch. не только в Биаррицком разрезе, но и во многих непрерывных разрезах палеогена Сирии, Армении и т.д. Валидность этой границы подкрепляется не только комплексом крупных фораминифер, но и планктонных фораминифер (Габриелян, 1964; Григорян, 1986; Крашенинников, Птухян, 1973; Крашенинников, Немков, 1975; Паффенгольд, 1979).
2. Хадум, занимая стратиграфический уровень непосредственно над верхним эоценом в разрезах палеогена юга Европейской части России, долгие годы датировался ранним олигоценом. В восходящем разрезе за ним следовали рюпельские отложения и, следовательно, он считался эквивалентом латдорфского яруса. За последние десятилетия хадум оказался в составе “нижний+средний олигоцен”, стратиграфической единицы с неопределенной номенклатурой и рангом. Ясно только одно – хадум уже не эквивалент латдорфского яруса (?!).
3. На территории Азербайджана, в окрестностях сс. Зелва, Карачинар, Харханут, Гюрзалар и др., а также в долине р.Инджачай, И.Н.Асланов (1960) в мощной толще олигоценовых отложений установил раннеолигоценовые отложения (мощн. 700 м), охарактеризованные богатым комплексом моллюсков и растительных остатков. В восходящем разрезе за этими отложениями следуют: карачинарский горизонт, нафталанская свита, инджачайский горизонт и зейванская свита (общая мощн. 700 м). Инджачайский горизонт охарактеризован комплексом моллюсков рюпельского яруса, а зейванская свита – микрофауной позднего олигоцена. Залегающий выше шефекский горизонт относится уже к миоцену как по фауне микрофораминифер, так и редкими формами моллюсков.
4. На территории Грузии, в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны, в северном крыле Ахалцихской синклинали в разрезе непрерывной последовательности позднеэоцен-олигоценовых отложений между фаунистически охарактеризованным (моллюски, нуммулиты, комплексы нанопланктона зон № 19 и № 20) верхним эоценом и рюпельским ярусом (т.н. каратубанская свита), датированном богатым комплексом моллюсков (Казахашвили, 1961), залегают толща песчано-глинистых отложений, в которой установлен комплекс нанопланктона зоны № 21. В залегающих непосредственно на каратубанской свите слоях оцхе, с солоноватоводной фауной моллюсков, установлена зона № 23. Есть полное основание каратубанскую свиту и слои оцхе отнести к рюпельскому ярусу (№ 22, или верхняя ее часть и № 23), а залегающую под каратубанскими отложениями толщу с комплексом № 21 – к нижнему олигоцену (латдорфскому ярусу) (Воронина, 1976, 1976а).

Думаю, вышеизложенные факты дают повод для пересмотра вопроса о нижней границе олигоцена и о валидности латдорфского яруса, особенно учитывая при этом данные E.Martini, V.Fahlbousch и H.Nagh (1986).

То же самое можно сказать относительно верхней границы олигоцена. Имеются фактические данные, по какой-то причине малозвестные широкому кругу стратиграфов, располагающие к пересмотру вопроса об аквитанском ярусе (его место в олигоцене или неогене?), несмотря на то, что он уже безоговорочно включается в состав неогена, в ранге первого яруса миоцена (под бурдигальским ярусом), большинством геологов.

1. Начнем с того, что аквитанским ярусом К.Майер-Еймар в 1857 г. назвал отложения в разрезе палеогена Аквитанского бассейна, залегающие на т.н. астнериевых известняках рюпельского возраста (заметим, что рюпельский ярус был установлен до того, в 1849 г. А.Дюмоном в Бельгийском бассейне). Это белые известняки Ажене, морские мергели с *Ostrea agagensis* и серые известняки Ажене – “аженейская трилогия” М.Жиньо (1952). Над “аженейской трилогией” в районе г.Бордо (Сокат, Леогнан) расположены ракушниковые песчаники Бордо – известные фалёны Бордо. В 1892 г. они были описаны (Ш.Депере) под названием бурдигальского яруса. Геологам должно быть хорошо известно, что задолго до того, в 1831 г. П.Дее фалёны Бордо и Турени отнес ко второй “зоологической эпохе” (первой “зоологической эпохой” он считал третичные отложения Лондонского и Парижского бассейнов,

содержащие в моллюсковом комплексе всего лишь 3% современных видов) – с 19%-ами современных форм моллюсков. Уже тогда был подмечен факт резкого увеличения доли современных форм в моллюсковом комплексе фалёнов Бордо и Турени (с бурдигала!). Именно этот признак – доля современных видов моллюсков в фаунистических комплексах третичных отложений послужил Ч.Лайелью основой для выделения в 1933 г. эоцена, миоцена и плиоцена⁹. В 1858 г. К.Майер-Еймар, подразделив третичные отложения на самостоятельные единицы – нижнетретичные и верхнетретичные, границу между ними приурочил к подошве аквитанского яруса. Хаттский ярус был установлен только 36 лет спустя – в 1894 г. Т.Фуксом в разрезе олигоцена Кассельского залива Германского бассейна. Остальная же часть аквитанского яруса Майера, как известно, ныне считается первым ярусом неогена.

2. Исследования долгих лет, прошедших после П.Дее и Ч.Лайелья, выявили более ощутимую разницу между моллюсковой фауной олигоцена и миоцена. Начиная с бурдигальского века доля современных форм в моллюсковом фаунистическом комплексе достигла 30%, в то время как в более древних аквитанских отложениях их не более 6%-ов (Стратиграфия СССР. Неогеновая система. I полутом. 1986. С.40).
3. А.С.Андреева-Григорович (1980), изучив цисты динофлагеллат (пиррофитовых водорослей) из отобранных послойно образцов пород керна по парастратотипическому разрезу скважины в Северном Ставрополье (скв. Новопокровская №4), специально пробуренной с целью решения вопроса верхней границы олигоцена и объема кавказского региояруса (эквивалент аквитана), установила, что по составу комплекса цист динофлагеллат возраст кавказского яруса определяется как позднеолигоценовый. Его верхняя граница фиксируется подошвой сакараульского региояруса (=бурдигал). По материалам А.С.Андреевой-Григорович, кавказский региоярус соответствует двум нанопланктоновым зонам № 24 (*Sphenolithus predistentus*) и № 25 (*Sphenolithus ciperoensis*), а по фауне микрофораминифер (данные А.К.Богдановича) – верхам верхнего олигоцена (зоны *Bolivina gudkoffi* и *Uvigerinella californica*).
4. Пестроцветная свита (мощн. 450 м) т.н. бенарская свита, венчающая разрез олигоценовых отложений Ахалцихской синклинали, в нижней части содержит богатый палеонтологический материал позвоночных. Изучение богатого комплекса окаменелостей дало основание известному палеонтологу Л.К.Габуния (1964) датировать бенарскую свиту поздним олигоценом (аквитаном). Весь комплекс млекопитающих из бенарских отложений имеет много общего с известным фаунистическим комплексом аквитанского бассейна, также резко отличаясь от миоценового комплекса, как и фауна млекопитающих из пресноводных серых известняков Ажене (верхней части “аженейской трилогии” М.Жинью).
5. Довольно интересный фактический материал с точки зрения возраста аквитана и верхней границы олигоцена мы находим у Т.А.Курцхалия, Д.А.Булейшвили, Д.Ю.Папава (1972) и Т.А.Курцхалия (1975). В непрерывном разрезе третичных отложений в окрестностях развалин древнего пещерного города Уплисцихе, по балке Адуаант-Хеви ими установлена довольно мощная толща песчано-глинистых отложений (т.н. Уплисцихские слои), венчающих серию т.н. майкопских глин. По стратиграфическому положению они в данном разрезе соответствуют олигоценовой части олигоцен-раннемиоценовой майкопской серии. Из уплисцихских слоев Т.А.Курцхалия изучил моллюсковую фауну – 30 форм, в числе которых только 10 видов общих для аквитана и бурдигала; 4 вида известны только из аквитанского яруса; 3 вида – только хаттские, 7 видов имеют широкое вертикальное распространение – хатт-аквитан-бурдигал; из 6 форм – часть новых видов, другая часть – определены только до рода. Весь комплекс моллюсковой фауны свидетельствует о позднеолигоценовом возрасте вмещающих пород, что вполне соответствует их стратиграфическому положению под бурдигальскими (т.н. сакараульскими) отложениями, охарактеризованными богатым комплексом двустворчатых моллюсков и гастропод (обширный список сакараульской фауны приводится в монографии Г.Харатишвили (1952). Большинство форм появляется впервые с бурдигала.

⁹ Этот факт отразился в названиях отделов: греческие – eos – заря, meios – меньше и plios – больше (современной фауны).

В заключение возникает еще один вопрос – достигнув определенной степени договоренности относительно номенклатуры, объема и границ ярусов палеоцена, эоцена и олигоцена, может стоить отказаться вообще от подразделов палеогена?

Все вышеизложенное лишь соображения автора, опирающегося на фактический материал, главным образом, заимствованный у авторов русскоязычных публикаций (отнюдь, не только). Судя по результатам анализа обширной научной литературы, посвященной проблемам стратиграфии палеогена, они мало известны (или не учтены?) авторами при разработке общей стратиграфической шкалы палеогена.

Принятая нами последовательность ярусов палеогена в следующем составе трех отделов: палеоцен – датский, монский и ланденский ярусы; эоцен – ипрский, лютецкий, оверзский и приабонский ярусы; олигоцен – латдорфский, рюпельский и аквитанский ярусы – только рабочая схема. Работа продолжается с целью пополнения ее обоснования новым фактическим материалом, в первую очередь по палеогену Грузии, и, самое главное, обеспечения места каждого яруса в шкалах зонального расчленения по разным таксонам ископаемых организмов (не только нуммулитов, но и нанопланктона, планктонных фораминифер и др.). Еще более веских доказательств требует, безусловно, олигоценый возраст аквитанского яруса. Эта проблема для нас остается все еще открытой.

Материалы по палеогену Грузии только в незначительной степени привлечены в настоящей публикации, являющейся адаптированным вариантом введения монографии “Грузия в палеогеновое время (стратиграфия, палеогеография, геологическая история)”, готовящейся к изданию совместно с Т.Т.Гавтадзе, долгие годы занимающейся исследованием стратиграфии и нанопланктона палеогена Грузии.

Литература

- Абдулрахим А.Х. (1969) Нуммулитиды палеогеновых отложений Дамасской области Сирии и их биостратиграфическое значение. Автореф. кандид. дисс. М.:МГРИ. С.19.
- Абдулрахим А.Х. (1970) Нуммулитиды Дамасской области //Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. №6. С.23-26.
- Абдулрахим А.Х., Немков Г.И. (1972) Зональное расчленение палеогеновых отложений Дамасской области Сирии по нуммулитидам //Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. №7. С.27-31.
- Андреева-Григорович А.С. (1980) Распределение цист динофлагеллат в майкопской толще Северного Ставрополя //Палеонтол. сборник. №17. Львов. С.74-79.
- Асланов И.Н. (1960) Майкопские отложения Кировобадского района //В сб.: Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР. С.279-281.
- Ашуров А.А. (1970) Палеоценовые нуммулиты Таджикской депрессии и юго-западных отрогов Гиссарского хребта и их стратиграфическое значение. Автореф. кандид. дисс. М. С.24.
- Ашуров А.А., Бархатова Н.Н. (1969) Новые данные о палеоценовых нуммулитах Таджикской депрессии //ДАН СССР. 188. №4. С.875-877.
- Ашуров А.А., Немков Г.И. (1978) Палеоценовые нуммулиты Таджикской депрессии, их палеоэкология и стратиграфическое распределение //Душанбе: Ирфон. С.170.
- Воронина А.А. (1976) Геологическое строение и стратиграфия палеогеновых отложений района р.Борбало (Ахалцихская котловина) //Вестн. Моск. ун-та. Геология. Сер. 4. №6. С.93-97.
- Воронина А.А. (1976а) К вопросу о стратиграфии верхнеэоцен-олигоценых отложений Ахалцихской котловины //Вестн. Моск. ун-та. Геология. Сер.4. №3. С.209-113.
- Габриелян А.А. (1964) Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван. С.299.
- Габуния Л.К. (1964) Бенарская фауна олигоценых позвоночных. Тбилиси: Мецниереба. С.267.
- Горбач Л.П. (1972) Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. М.: Недра. С.115.
- Григорян С.М. (1976) О находке нуммулитов в палеоцене Армении //Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 22. №6. С.15-23.
- Григорян С.М. (1986) Нуммулиты и орбитоиды Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР. С.216.
- Жинью М. (1952) Стратиграфическая геология. М.: ИЛ. С.638.

- Казахшвили Ж.Р. (1961) К вопросу о возрасте песчаников Каратубани Ахалцихского бассейна Грузии //Сообщ. АН ГССР. 27. №2. С.165-168.
- Крашенинников В.А. (1965) Стратиграфия палеогеновых отложений Сирии //Тр. ГИН АН СССР. Вып.133. С.28-75.
- Крашенинников В.А. (1969) Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической области //Тр. ГИН АН СССР. Вып. 202. С.184.
- Крашенинников В.А., Немков Г.И. (1975) Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Сирии //Вопр. микропалеонтологии. Вып.18. С.179-211.
- Крашенинников В.А., Птухян А.Е. (1973) Соотношение фаун планктонных фораминифер и нуммулитов в палеогеновых отложениях Армении //Вопр. микропалеонтологии. Вып.16. С.147-182.
- Курцхалия Т.А. (1975) Моллюсковая фауна уплисцихского горизонта //Матер. по геол. и нефтегазоносн. Грузии /Тр. ВНИГНИ. Вып.188. С.80-97.
- Курцхалия Т.А., Булейшвили Д.А., Папава Д.Ю. (1972) О наличии аквитанского яруса в Грузии //Сообщ. АН ГССР. 68. №2. С.
- Мамедов Т.А. (1967) Нуммулитиды и орбитоиды эоценовых отложений Азербайджана и их стратиграфическое значение. Автореф. доктор. дисс. Баку. С.48.
- Международный стратиграфический справочник (1978). М.: Мир. С.226.
- Миронова Л.В. (1975) Таджикская впадина //Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра. С.250-260.
- Мревлишвили Н.И. (1965) Палеоэоценовые нуммулитиды Юго-Восточной Грузии //Изв. геол. об-ва Грузии. IV. Вып.2. С.37-41.
- Мревлишвили Н.И. (1965а) К вопросу об объеме и верхней границе среднего эоцена //Тр. Тбил. гос. ун-та. Т.111. С.287-310.
- Мревлишвили Н.И. (1978) Нуммулиты Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Изд-во ТГУ. С.240.
- Мревлишвили Н.И. (1984) О времени появления первых нуммулитов в Средиземноморской провинции и сопредельных бассейнах //Тр. Тбил. гос. ун-та. 134. С.15-25.
- Мревлишвили Н.И. (1988) О границе палеоэоцен-эоцен (статус илердского яруса) //Тр. Тбил. гос. ун-та. 274. С.25-31.
- Мревлишвили Н.И., Цагарели А.Л. (1988) Еще раз о границе между мезозоем и кайнозоем //Тр. Тбил. гос. ун-та. 274. С.8-31.
- Паффенгольц К.Н. (1979) Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. Л.: Недра. С.255.
- Ренгартен В.П. (1956) Стратиграфия верхнемеловых отложений Северного Кавказа и проблема выработки унифицированной стратиграфической шкалы //Тр. Всес. совещ. по разработке унифицированной схемы мезозойских отложений Русской платформы. Л. С.74-83.
- Харатишвили Г.Д. (1952) Фауна сакараульского горизонта и ее возраст //Тр. Ин-та геологии и минералогии АН Груз. ССР. Монографии. №4. Изд-во АН ГССР. С.264.
- Яншин А.Л. (1953) Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во моск. об-ва испытателей природы. С.736.
- Ярцева М.В. (1966) К вопросу о возрасте "датско-монских" известняков юго-западного Крыма //Вопр. микропалеонтологии. Вып.10. С.248-254.
- Abrard R. (1948) Géologie de la France. Paris. P. 607.
- Boussac J. (1911) Études stratigraphique et paléontologique de Biarritz //Annales Herbert. Paris. Pl.12. P.95.
- Boussac J. (1911a) Études paléontologique sur la Nummulitique alpin //Mém. Serv. Carte geol. France. Paris. P.437.
- Boussac J. (1912) Études stratigraphique sur la Nummulitique alpin //Mém. Serv. Carte geol. France. Paris. P.662.
- Bignot G. et Moorkens Th. (1975) Position relative du stratotype de l'Ilerdien et de plusieurs autres etages par rapport a quelques microbiosonations //Bull. SG Fr. 7. Ser. N2-VII. P.208-212.
- Cavelier G et Le Calvez Y. (1965) Présence d'Arenigula Kerfornei (Allix.) Foraminifere "biarritzien", a la partie terminale du Lutetien supérieur de Foulangues (Oise) //Bull. Soc. Géol. Fr. 7-e ser. VII. N2. P.284-286.

- Cita M.B. et Piccoli G. (1968) Les stratotypes du Paléogène d'Italie // Mém. BRGM. N28. II. P.672-684.
- Gradstein F., Ogg J., Smith (2004) A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. www.stratigraphy.org. 1p.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M., Jacquin Th., de Graciansky P.-Ch. and Vail P. (1998) Cenozoic Biostratigraphy. 1998. Cxema. 1 c.
- Hottinger L., Schaub H. (1960) Zur stufeneinleitung des Paleocaens und des Eocaens //Eclogae geol. Helv. 53/1. P.453-479.
- Krutzsch W., Lotsch D. (1957) Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen //Geologie. N5. Jrb.6. H.5. Berlin. P.476-501.
- Martini E., Fahlbousch V. and Hagh H. (1986) The Eocene/Oligocene bundari and the Latdorfian (Lower Oligocene) //Newslett. Stratigr. 17(1). Berlin-Stuttgart. P.37-42.
- Pomerol Ch. (1973) Stratigraphie et Paléogéographie. Ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Doin. Paris. P.269.
- Salai J. (1980) Microbiostratigraphie du Cretace et du Paleogene de la Tunisie septentrionale et orientale //Geologicky ústav D. Stúra. P.238.
- Schaub H. (1951) Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflisches mit besonderer berücksichtigung der paleocaenen und untereocaenen Nummuliten und Assilinen //Schweiz paläont. Abhandl. 68. P.222.
- Veillon M. (1964) Les zones de Foraminifères du Paléogène nord-aquitaine et leur valeur stratigraphique //Mém. BRGM. N28. I.
- Willat I. (1964) Sur l'âge des couches rapportées, dans les Petites Pyrénées et Plantaurel, au Danien et au Montien //Mém. BRGM. N28. II.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗОНАЛЬНОМ ПОДРАЗДЕЛЕНИИ АПТСКОГО ЯРУСА ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Л.Р. Цирекидзе

Новые данные о зональном подразделении аптского яруса Грузинской глыбы по фораминиферам. Л.Р.Цирекидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog.@gw.acnet.ge)

Анализ палеонтологического и стратиграфического материала по апту Грузинской глыбы дал возможность установить по бентосу в нижнем апте зону *Gavelinella infracomplanata*, а по планктону выделить две зоны: *Blowiella blowi* в верхней части нижнего апта и *Hedbergella trocoidea* - в верхней части среднего апта. Отмеченные зоны можно проследить в аналогичных отложениях Средиземноморья и юга России.

საქართველოს ბელტის აპტური სართულის დანაწილების ახალი მონაცემები ფორამინიფერების მიხედვით. ლ.ცირეკიძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog.@gw.acnet.ge)

მდიდარი პალეონტოლოგიური და სტრატиграფიული მასალის ანალიზის მონაცემებით ბენტოსური ფორამინიფერებით ქვედა აპტში დადგენილ იქნა ზონა *Gavelinella infracomplanata*, ხოლო პლანქტონური ფორამინიფერების მიხედვით ორი ზონა: *Blowiella blowi* ქვედა აპტურის ზედა ნაწილში და *Hedbergella trocoidea*. შუა აპტურის ზედა ნაწილში. მითითებული ზონები გვხვდება ხმელთაშუაზღვის რეგიონებისა და სამხრეთ რუსეთის ანალოგიურ ნალექებში.

New data on the Zonal subdivision by foraminifera the Aptian of the Georgian blok. L.Tsirekidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog.@ gw.acnet.ge)

On the basis of analysis of rich palaeontological and stratigraphic data for the first time in Georgia by benthic foraminifera the Lower Aptian Zone *Gavelinella infracomplanata* is established. Moreover, by planctonic foraminifera in the upper part of the Lower Aptian the Zone *Blowiella blowi* and in upper part of the Middle Aptian the Zone *Hedbergella trocoidea* were established. The noted zones are traced in the same levels of the Aptian in the Mediterranean and South Russian regions.

В результате многолетних исследований мной довольно детально были изучены аптские фораминиферы Грузинской глыбы. В отложениях апта содержится разнообразная по родовому и видовому составу микрофауна, которая неравномерно распределена по разрезу. Она более многочисленна в нижней и средней частях апта, который в свою очередь был представлен слоистыми известняками и глинистыми мергелями, а в верхней части разреза, в мергелистых глауконитовых песчаниках, мергелистых известняках и мергелях встречаются довольно многочисленные экземпляры отдельных видов, особенно планктона.

Послойный сбор материала в наиболее полно охарактеризованных микрофауной разрезах позволил впервые для Грузии на определенных стратиграфических уровнях выделить характерные комплексы аптских фораминифер с видами-индексами, по которым были названы соответствующие зоны и слои с фауной. На этом основании была составлена схема расчленения аптских отложений Грузии по бентосным и планктонным фораминиферам (Цирекидзе, 1970, 1978, 1999).

Нижне- и среднеаптские отложения (бедуль, гаргаз) по бентосным фораминиферам рассматривались как слои с *Gavelinella infracomplanata*-*Gavelinella flexuosa*, а верхнеаптские – как слои с *Gavelinella suturalis*. Что касается планктонных фораминифер, то они в раннем апте не отличаются разнообразием отдельных форм, но средний и поздний апт стал временем значительного родо- и видообразования. Здесь по ним в нижнем апте были выделены слои с *Hedbergella artica*, а в верхней части нижнего апта - слои *Blowiella blowi* (Цирекидзе, 2006). В среднем апте отмечено появление новых родов и видов, играющих важную роль при стратиграфическом делении вмещающих отложений. Были установлены две зоны: нижняя – *Globigerinelloides ferreolensis* и верхняя – *Globigerinelloides algerianus*. Большая часть верхнего апта соответствовала слоям *Clavhedbergella globulifera*- *Hedbergella trocoidea*, а стратиграфически выше слои с *Ticinella roberti* охватывали самую верхнюю часть верхнего апта и весь нижний альб.

Первые данные о расчленении аптских отложений по фораминиферам нельзя было считать окончательными, так как дальнейшая детальная обработка и пересмотр фактического материала, а также дополнительные данные о находках фораминифер в аптских разрезах позволили подробно осветить данный вопрос и установить границы некоторых новых зон и слоев с фауной.

По всей изученной территории в нижнем апте по бентосу установлена зона *Gavelinella infracomplanata*, ограниченная снизу кровлей верхнебарремской зоны *Gavelinella barremiana*, а сверху подошвой слоев *Gavelinella flexuosa* (Цирекидзе, 2004). Данная последовательность зональных видов хорошо представлена в разрезе окр. с. Никорцминда, где на перевале Леманеури выше слоистых мергелистых известняков с верхнебарремским зональным видом *Gavelinella barremiana* Bett., а также представителями верхнебарремских колхидитов (Котетишвили, 1972) расположен мергелистый известняк с небогатой микрофауной лентикулин и глобулигерин, среди которых встречаются хорошо сохранившиеся экземпляры *Gavelinella infracomplanata* (Mjatl.). Стратиграфически выше, в аналогичных породах с коломбицерасами встречается комплекс фораминифер со среднеаптскими характерными видами *Gavelinella flexuosa* (Ant.) и каковым является зональный вид *Globigerinelloides ferreolensis* (Moull.). Сходная последовательность характерных видов гавелинелл отмечена в разрезах окр. сс. Цедани, Схвава, Знаква, Гумбри, Хашупсе, в ущ. р. Цоцхнарисцкали и др. Так что нахождение *G. infracomplanata* и *G. flexuosa* зафиксировано уже на большой территории Грузинской глыбы на разных стратиграфических уровнях. Следовательно, они являются видами-индексами для вмещающих отложений нижнего и среднего апта.

При рассмотрении развития планктонных фораминифер в отложениях апта, стало ясно, что они особенно многочисленны в среднем и верхнем апте. Нижнеаптский комплекс планктонных форм немногочислен, но содержит характерные для данного подъяруса виды микрофауны. Особенно хорошо планктонные фораминиферы представлены в аптских отложениях Абхазии, начиная с нижнего подъяруса. В разрезе окр. с. Орлиное Гнездо в слоистых известковистых мергелях обнаружены представители нижнеаптских *Hedbergella aptica* (Agal.). Стратиграфически выше следуют хорошо сохранившиеся несколько экземпляры *Blowiella blowi* (Bolli). В окр. с. Хопи в мергелистых известняках с прослоями глинистых известняков отмечена *G. infracomplanata* (Mjatl.), наряду с которой встречаются крупные экземпляры *H. aptica* (Agal.), а стратиграфически выше обнаружены представители *Bl. blowi* (Bolli). Здесь же, в вышележащих отложениях отмечен среднеаптский зональный вид *Globigerinelloides ferreolensis* (Moull.). В разрезе ущ. р. Хашупсе, где по аммонитам установлены нижний и средний апт (Какабадзе, Квернадзе, 1970), в среднеслоистых мергелистых известняках встречается *H. aptica* (Agal.), выше которой обнаружена *Bl. blowi* (Bolli), а стратиграфически еще выше *Gl. ferreolensis* (Moull.), а над ним второй среднеаптский зональный вид *Gl. algerianus* Kushm. et Ten Dam.

Анализ стратиграфической последовательности вышеуказанных видов показал, что *Blowiella blowi* (Bolli), по которой раньше были установлены слои *Bl. blowi*, можно выдвинуть в качестве зонального вида, т.к. он имеет узкий интервал распространения в пределах верхней части нижнего апта, а также четко установлены границы - снизу кровлей слоев с *Hedbergella aptica*, а сверху подошвой среднеаптской зоны *Globigerinelloides ferreolensis*. Сходная стратиграфическая последовательность ниже- и среднеаптских характерных видов наблюдается и в других разрезах Грузинской глыбы – разрезы в окр. сс. Чератхеви, Цедани, Гвиши, но здесь их количество заметно уменьшается.

Таким образом, между границами нижней части нижнего апта и нижней зоны среднего апта свое место заняла зона *Blowiella blowi*, по которой в схеме биостратиграфического деления Средиземноморской области и юга России в верхней части нижнего апта присутствует аналогичная зона.

Весьма интересные результаты получены при пересмотре и анализе имеющегося материала, а также дополнительных данных о находках в аптских отложениях *Hedbergella trocoidea* (Gand.). Выяснилось, что данный вид во многих разрезах изученной территории встречается в верхней части среднего апта выше среднеаптских зон *Gl. ferreolensis* или *Gl. algerianus*. Выше следуют слои *Planomalina cheniourensis* – *Clavihedbergella globulifera*, которые охватывают большую часть верхнего апта, а самая верхняя часть верхнего апта и нижний альб соответствуют слоям *Ticinella roberti*.

В разрезе окр. с. Гумбри в зеленовато-серых мергелях с *Colombiceras tobleri* обнаружен богатый комплекс фораминифер – более двадцати видов, среди которых определены *Hedbergella*

trocoidea (Gand.), выше по вертикали присутствует *Clavhedbergella globulifera* Kret.et Gorb., а над ней *Ticinella roberti* (Gand.). В разрезе окр. с. Знаква в комплексе фораминифер также определена *Hedbergella trocoidea* (Gand.), а выше по разрезу наряду с *Clavhedbergella globulifera* Kret.et Gorb. встречаются единичные *Planomalina cheniouensis* (Sig.). На левом крутом склоне ущ.р.Окаце, вдоль тропы, ведущей из с. Горды в с.Рондиши, над ургонскими известняками, создающими узкий каньон в беловато-серых слоистых известняках *Chelonicerias sp.*, определена *Hedbergella trocoidea* Gand., а также среднеаптский характерный вид *Gavelinella flexuosa* (Ant.). Здесь же в вышележащих белесоватых известняках с белемнитами и пликатулами обнаружена *Ticinella roberti* Gand. Эти отложения перекрываются серыми мергелями с характерными нижнеальбскими гавелинеллами, где наряду с ними также присутствует *Ticinella roberti* Gand. Сходная ситуация зафиксирована и в разрезе окр. с. Кинчха. Богатая микрофауна обнаружена в окр. г. Гагра, где по разрезу выше среднеаптской зоны *Globigerinelloides algerianus* определена *Hedbergella trocoidea* Gand., еще выше встречаются *Planomalina cheniouensis* (Sig.) и *Cl. globulifera* Kret.et Gorb., а стратиграфически еще выше определены представители *Ticinella roberti* Gand. Весьма малочисленны представители *Planomalina cheniouensis* (Sig.) Везде вид *Planomalina cheniouensis* (Sig.) немногочислен, но он стабильно присутствует выше отложений с *Hedbergella trocoidea* (Gand.).

Анализ стратиграфического распространения средне- и верхнеаптских планктонных форм показал, что выше среднеаптских зональных видов *Gl. ferreolensis* – *Gl.algerianus* в отложениях часто встречаются представители - *Hedbergella trocoidea* (Gand.), которые сверху перекрываются слоями *Pl. cheniouensis* - *Cl. globulifera*. Такая последовательность вышеуказанных видов может служить основанием для решения вопроса о границе, так как для *H. trocoidea* границы с обеих сторон хорошо зафиксированы. Таким образом, нами установлена зона с *H.trocoidea* в объеме верхней части среднего апта, четко прослеживающаяся в пределах всего Средиземноморья и юга России (Sigal,1977; Pflaumann, Šepek,1982; Горбачик, 1991).

Схема сопоставления аптских планктонных фораминифер Грузии, Средиземноморья и юга России

Ярусы и подъярусы		I.Sigal, 1977	U.Pflaumann, P.Šepek,1982	Т.Н.Горбачик, юг СССР, 1991	Л.Р.Цирекидзе, Грузия, 2007
		Зоны по бентосу и планктону	Зоны по планктону	Зоны и слои по планктону	Зоны и слои по планктону
Альб	нижний	<i>H.planispira</i>	<i>T.bejaouaensis</i> <i>T. roberti</i>	Слои <i>H.planispira</i>	Слои <i>T.roberti</i>
	верхний	<i>T.bejaouaensis</i>		<i>T.roberti</i> - <i>Pl.cheniouensis</i>	
Апт	средний	<i>H.trocoidea</i>	<i>H.trocoidea</i>	<i>Pl.cheniouensis</i> <i>H.trocoidea</i>	<i>H.trocoidea</i>
		<i>Gl.algerianus</i>	<i>Gl.algerianus</i>	<i>Gl.algerianus</i>	<i>Gl.algerianus</i>
		<i>Gl.ferreolensis</i>	<i>Gl.ferreolensis</i>	<i>Gl.ferreolensis</i>	<i>Gl.ferreolensis</i>
	<i>Sch.cabri</i>	<i>Lp.cabri</i>	<i>Lp.protuberans</i>		
	нижний	<i>Gl.meridalensis</i> <i>Gl.blowi</i>	<i>Gl.blowi</i>	<i>Bl.bolli</i> - <i>Cl.bolli</i>	<i>Bl.blowi</i>
		<i>Gl.gottisi</i> - <i>Gl.duboisii</i>	<i>Gl.duboisii</i>	Слои <i>H.aptica</i>	Слои <i>H.aptica</i>
<i>H.similis</i>		<i>H.similis</i>			

В самых верхах верхнего апта, как уже отмечалось, встречается немногочисленная микрофауна, среди которой определена *Ticinella roberti* Gand., прослеживаемая во многих разрезах изученной территории. В нижнеальбских отложениях данный вид в комплексе фораминифер занимает ведущее положение, что позволяет выделить слои с *Ticinella roberti*, охватывающие верхи верхнего апта и весь нижний альб.

Таким образом, анализ и детальное изучение богатого фактического материала по разрезам апта Грузинской глыбы дало возможность по бентосу отдельно выделить в нижнем и среднем апте два комплекса фораминифер и установить в нижнем апте зону *Gavelinella infracomplanata*, а в среднем – слои *Gavelinella flexuosa*. По планктону выделены две биостратиграфические зоны - зона *Blowiella blowi* в верхней части нижнего апта и зона *Hedbergella trocoidea* в верхней части среднего апта. Также пересмотрен объем слоев с *Planomalina cheniourensis*-*Clavihedbergella globulifera* и слоев с *Ticinella roberti*.

Литература

- Горбачик Т.Н. (1991) Юг СССР (Зоны и слои по планктонным фораминиферам) //Практическое руководство по микрофауне СССР. Т.V. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра. С.137-150.
- Какабадзе М.В., Квернадзе А.В. (1970) Стратиграфическое расчленение баррем-аптских отложений в бассейне р.Хашупсе (Западная Абхазия) //Сообщ. АН ГССР. Т.57.№2. С. 361-364.
- Котетишвили Э.В. (1970) Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Западной Грузии //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып. 25. 116 с.
- Цирекидзе Л.Р. (1970) Фораминиферы аптских отложений южной и восточной периферий Дзирульского массива и их стратиграфическое значение //Сообщ. АН ГССР. Т.60. №3. С.629-632.
- Цирекидзе Л.Р. (1978) К стратиграфии аптских отложений южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали по фауне фораминифер //Сообщ. АН ГССР. Т.89. № 3. С.621-624.
- Цирекидзе Л.Р. (1999) Биостратиграфия нижнемеловых отложений Грузии по микрофауне //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.109. 222 с.
- Цирекидзе Л.Р. (2004) Стратиграфическое значение и биогеография раннемеловых аномалиноидей Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С. 226-278.
- Цирекидзе Л.Р. (2006) Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и некоторых регионов Средиземноморской области по планктонным фораминиферам //Нефть и газ Грузии. №.17. С. 20-26.
- Pflaumann U., Šepек P. (1982) Cretaceous foraminiferal and nannoplankton biostratigraphy and paleoecology along the West African continental margin //Geology of Northwest African continental margin. В. Р. 309-353.
- Sigal J. (1977) Essai de zonation du Cretace mediterraneen a l aide des foraminiferes planctoniques //Geol. Mediterr. Vol. IV. N 2. P. 99-108.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГОТЕРИВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

М.В.Какабадзе

Новые данные по биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии. М.В.Какабадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (imkakab@hotmail.com)

В зональной схеме верхнего готерива Грузии выделен новый биостратиграфический уровень - слои с *Pseudothurmannia simionescui*, который соответствует подзоне *Pseudothurmannia catulloi* зональной схемы нижнего мела Средиземноморской провинции (Hoedemaeker et al., 2003).

ახალი მონაცემები საქართველოს ზედაკოტრივეული ნალექების ბიოსტრატოგრაფიის შესახებ. მ.კაკაბაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (imkakab@hotmail.com)

საქართველოს ქვედაკარცულის ზონური დანაწილების სქემაში ზედაკოტრივეულში გამოყოფილია ახალი - *Pseudothurmannia simionescui*-ანი შრეები, რომელიც ხმელთაშუა ზღვის ქვედაკარცულის ზონურ სქემაში (Hoedemaeker et al., 2003) ზედაკოტრივეულ *Pseudothurmannia catulloi*-ს ქვეზონას შეესაბამება.

New Data on the Biostratigraphy of the Upper Hauterivian Deposits of Georgia. M.Kakabadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (imkakab@hotmail.com)

In the Upper Hauterivian (Lower Cretaceous) zonal scheme of Georgia a new level - beds with *Pseudothurmannia simionescui* is established. It corresponds to the Subzone *Pseudothurmannia catulloi* in the Lower Cretaceous zonal scheme for the Mediterranean Faunal Province (Hoedemaeker et al., 2003).

В основу схемы зонального деления нижнемеловых отложений Грузии был положен принцип изменения аммонитовых комплексов во времени (Эристави, 1951, 1964). В течение последних 40 лет на основании добытого рядом исследователей нового дополнительного материала эта схема претерпела значительные изменения. В частности, биостратиграфические подразделения большинства ярусов нижнего мела (в том числе и рассматриваемого ниже готерива) были детализированы и границы между ярусами и подъярусами уточнены (М.Какабадзе и др., 2005).

Готеривские отложения данного региона характеризуются неоднородными фациями. На Грузинской глыбе готерив представлен сравнительно мелководными фациями шельфа (платформенные карбонаты). По направлению с юга на север имело место углубление моря, вследствие чего мелководные отложения замещались сперва сравнительно более глубоководными фациями шельфа, еще севернее было представлены т.н. переходными, а затем флишевыми отложениями. Руководящие аммониты готерива впервые отмечены из сравнительно глубоководных отложений в Западной Абхазии (*Neocomites ambignonium* Neum et Uhl.) М.С.Швецовым (1911) и в разрезе Хидикари (ущ. р. Риони) на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали (*Pseudothurmannia* sp.) А.И.Джанелидзе (1940). Однако зональное деление данного яруса в Грузии было произведено М.С.Эристави (1962, 1964), который на основе дополнительного материала в основном из отмеченных регионов в нижнем готериве выделил 2 зоны - *Lyticoceras ambignonium*-*Leopoldia bargamensis dubisiensis* и *Crioceratites duvali*-*Crioceratites nolani*, а в верхнем - одну зону, под наименованием *Pseudothurmannia angulicostata*. Позднее из флишевых отложений готерива (пасанаурская свита) Э.В.Котетишвили определила *Speetonicerases* cf. *subinversum* М.Павлов. На этом основании в нижней части верхнего готерива были выделены слои с *Speetonicerases subinversum*, а граница между верхним и нижним готеривом была проведена по подошве этих слоев (Котетишвили и др., 1978). Позднее выяснилось, что в слое с *Speetonicerases subinversum*, а также в ниже- и вышеследующих отложениях пасанаурской свиты руководящих ископаемых нет и, следовательно, стратиграфическая позиция этих слоев требовала дополнительной аргументации. Изучение данного интервала (М.Какабадзе, 1980, 1981; М.Какабадзе, Келептришвили, 1991) в Раче и в Западной Абхазии привело к выделению (между слоями с *Crioceratites duvali*-*Crioceratites nolani* нижнего готерива и зоной *Pseudothurmannia mortilleti* верхнего готерива) зоны *Speetonicerases inversum*. Недавно в разрезе Хидикари между верхнеготеривскими зонами *Speetonicerases inversum* и *Pseudothurmannia mortilleti* был установ-

лен еще один биостратиграфический уровень – слои с *Balearites balearis* (И.Какабадзе, 2006), который по аммонитовой фауне и стратиграфическому положению соответствует зоне *Balearites balearis* зональной схемы нижнего мела Средиземноморской провинции.

Такова краткая история биостратиграфического деления (по аммонитам) готеривского яруса Грузии и, как выясняется, из-за недостаточности палеонтологического материала ряд биостратиграфических вопросов готерива все еще нуждается в уточнении. В настоящей работе на основе анализа литературных источников и полученного дополнительного материала освещены результаты наших исследований по биостратиграфии верхнего готерива Грузии и рассмотрен вопрос его зональной корреляции с верхним готеривом западных регионов Средиземноморской провинции.

В Грузии опорный разрез верхнего готерива находится в Раче, на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали, в тесните Хидикари (ущ. р. Риони). Разные стратиграфические уровни нижнемеловых отложений данного разреза изучались многими исследователями, однако в смысле детальной биостратиграфии верхнего готерива таких работ несколько (М.Какабадзе, 1980; М.Какабадзе, Келептришвили, 1991, а также неопубликованная диссертационная работа И.Какабадзе, 2006). Ниже приводится детальное описание части этого разреза (с учетом данных отмеченных работ), соответствующей интервалу верхней части верхнего готерива.

В теснине Хидикари, на левом берегу р. Риони выше слоев тонко- и среднеслоистых мергелей и известняков с *Pseudothurmannia (Balearites) balearis* (Nol.), *P. (B.)* sp. (И.Какабадзе, 2006) согласно следуют:

К ₁ h ₂ ³	1.	Два слоя средне- и толстослоистого известняка с включениями кремневых стяжений. Найден <i>Pseudothurmannia (Pseudothurmannia) mortilleti</i> Pict. et Lor.	1,0 м
	2.	Толсто- и среднеслоистые с раковистым изломом известняки со стяжениями кремня. Найдены (М.Какабадзе, Келептришвили, 1991; М.Какабадзе, 2005) <i>P. (P.) renevieri</i> Sar. et Schoend., <i>P. (Balearites) ex gr. balearis</i> (Nol.), <i>P. (P.) mortilleti</i> Pict. et Lor., <i>Acrioceras (Hoplocrioceras) pulcherrimum</i> (d'Orb.), <i>Crioceratites</i> sp.	4,5 м
	3.	Сходные породы с <i>P. (P.) mortilleti</i> Pict. et Lor.	10,0 м
	4.	Средне- и тонкослоистые известняки; некоторые слои с включениями кремневых стяжений. Найдены <i>P. (P.) mortilleti</i> Pict. et Lor., <i>Hibolites jaculooides</i> Swinn.	9,0 м
	5.	Тонкослоистые, реже толстослоистые известняки с пропластками тонкослоистых мергелей. Определен <i>P. (P.) mortilleti</i> Pict. et Lor.	6,5 м
	6.	Слой толстослоистого известняка, на поверхности которого наблюдаются слабоокатанные гальки известняков. Из этого слоя И.Какабадзе (2006) указывает <i>P. (P.) sarasini</i> Sark., <i>P. (P.) pseudoangulicostatus</i> Sark., а из осыпи – <i>P. (P.) catulloi</i> (Parona). Нами с этого уровня определены <i>P. (P.) simionescui</i> Sark. и <i>P. (P.) sarasini</i> Sark.	1,0 м
	7.	Толсто- и среднеслоистые известняки с конкрециями и линзами кремня. Найден <i>P. (P.) simionescui</i> Sark. (И. Какабадзе, 2006)	6,4 м
	8.	Толсто- и среднеслоистые известняки, реже массивные и тонкослоистые известняки в основном с конкрециями и линзами кремня. В средней части найдены <i>P. (P.) cf. mortilleti</i> Pict. et Lor., <i>P. (P.)</i> sp.	12,5 м
	9.	Толсто- и среднеслоистые известняки с конкрециями и линзами кремня. В нижней части пачки имеется слой мергеля	10,5 м
	10.	Тонко- и среднеслоистые известняки с конкрециями, а местами линзами кремня (верхний слой примыкает к стене нового моста).	22,0 м
	11.	Среднеслоистые известняки	5,0 м
	12.	Среднеслоистые пелитоморфные известняки с конкрециями кремня	2,0 м
	13.	Среднеслоистые пелитоморфные известняки. Из этой пачки указан (Кванталиани, Сахелашвили, 1995) <i>Crioceratites cf. nolani</i> (Kil.).	2,0 м

Вышеследующие отложения хорошо обнажены на правом берегу р. Риони, вдоль автодороги (пачки 14-17) и в самом русле реки (пачка 18):

?K _{1b} ¹	14. Среднеслоистые известняки, местами с конкрециями кремня	20,0 м
	15. Толсто - (в нижней части пачки) и среднеслоистые известняки	2,8 м
	16. Среднеслоистые, реже тонкослоистые сланцеватые мергели	11,5 м
K _{1b} ¹	17. Тонко- и среднеслоистые известняки. Из этой пачки указаны (Кванталиани, Сахелашвили, 1995) <i>Barremites hemiptychus</i> (Kil.), <i>B. difficilis</i> (d'Orb.) .	2,0 м
	18. Среднеслоистые известняки с конкрециями кремня, местами с прослоями мергелей. Из этой пачки указаны (Кванталиани, Сахелашвили, 1995) <i>Barremites difficilis</i> (d'Orb.), <i>B. hemiptychus</i> (Kil.), <i>B. tenuicostatus</i> (Sar. et Schoend.), <i>B. psilotatus</i> (Uhl.) и др., а из самого верхнего слоя – <i>Taveraidiscus hugii</i> (Oost.)	3,0 м

Пачки 1-5 на основе видов *Pseudothurmannia* (*P.*) *mortilleti* Pict. et Lor., *P. (P.) renevieri* Sar. et Schoend. отнесены к зоне *Pseudothurmannia mortilleti*. Следующий выше слой толстослоистого известняка (пачка 6) охарактеризован богатым видовым комплексом рода *Pseudothurmannia*, среди которых *P. (P.) catulloi* (Parona) является видом-индексом средней подзоны верхнеготеривской зоны *Pseudothurmannia ohmi* в зональной схеме Средиземноморской провинции (Hoedemacker et al., 2003) (см. таблицу). Руководящим для верхней части верхнего готерива видом является также *P. (P.) simionescui* Sark., который встречен и в пачке 7. Примечательно, что в пачке 8 содержится характерный для верхнего готерива вид (*P.*) cf. *mortilleti* Pict. et Lor. Следующие выше пачки 9-13 не содержат характерных зональных видов, хотя на основе указанного в пачке 13 вида *Crioceratites* cf. *nolani* (Kil.) их условно можно отнести к верхнему готериву, а вышеследующие пачки 14-16 также условно – к нижнему баррему. Что касается пачек 17-18, то они на основе указанного выше комплекса аммонитовых видов отнесены к нижнебарремской зоне *Taveraidiscus hugii* (Кванталиани, Сахелашвили, 1995).

Таким образом, в разрезе Хидикари в верхней части готерива (пачки 6-8) выделяется новый биостратиграфический уровень - слои с *Pseudothurmannia simionescui*. Данный уровень содержит характерную для верхней части верхнего готерива аммонитовую фауну – *Pseudothurmannia (P.) simionescui* Sark., *P. (P.) catulloi* (Parona), *P. (P.) sarasini* Sark. Примечательно, что на этом уровне из подстилающей (нижней) зоны поднимается *Pseudothurmannia (P.)* cf. *mortilleti* Pict. et Lor. Выше отложений с характерным для слоев с *Pseudothurmannia simionescui* аммонитовым комплексом до пород с аммонитами нижнебарремской зоны *Taveraidiscus hugii* имеется интервал отложений мощн. 65,8 м без руководящих видов аммонитов.

Для обсуждения вопроса биостратиграфической корреляции верхнего готерива Грузии и западных регионов Средиземноморья необходимо очень коротко коснуться истории выделения и зонального подразделения готеривского яруса. Довольно детальный исторический обзор периода 1874-1989 гг. дан в наших ранних работах (Какабадзе, 1981; Какабадзе, Похилайнен, 1989) и поэтому, во избежание повторения, лишь отметим, что стратотип готеривского яруса, выделенный и описанный E. Renevier (1874) близ с. Готерив (Швейцария) очень бедно охарактеризован зональными ископаемыми, вследствие чего в основу биостратиграфического деления готеривского яруса легли данные по Юго-Восточной Франции. В частности, на основе работ V. Paquier (1900) и W. Kilian (1907-1913) в нижнем готериве были выделены зоны – *Hoplites (Acanthodiscus) radiatus-Leopoldia castelanensis* и *Crioceras duvali*, а в верхнем готериве – *Desmoceras sayni* и *Hoplites (?) angulicostatus*. На Лионском колоквиуме (1965) гипостратотипом готеривского яруса был принят разрез в районе Салеран (Saleran) в Юго-Восточной Франции, детально изученный J. Debelmas и J.-P. Thieuloy (1965). Впоследствии на основе изучения ряда дополнительных разрезов в Юго-Восточной Франции (Moullade, Thieuloy, 1967; Thieuloy, 1973; Bulot, Thieuloy, 1993; Atrops, Reboulet, 1995; Reboulet, 1995 etc.) в нижнем готериве были выделены 3 зоны – *Acanthodiscus radiatus*, *Crioceratites loryi* и *Lyticoceras nodosoplicatum*, а в верхнем готериве - 4 зоны: *Subsaynella sayni*, *Plesiospitidiscus ligatus*, *Balearites balearis* и *Pseudothurmannia angulicostata* auct. В основу наименования последней зоны с приставкой *auctorum* легли замечания (Sarkar, 1955; Lapeyre, Thomel, 1974; Какабадзе, 1981) о том, что под наименованием *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. многими исследователями были определены формы, которые довольно сильно отличаются как друг от друга, так и от рисунка аммонита (d'Orbigny, 1840, табл. 46, фиг. 3-4), принятого тогда некоторыми исследователями за голотип. Поэтому нами для этой верхнеготеривской зоны Средиземноморской провинции был предложен другой

вид-индекс - *Pseudothurmannia mortilleti* (Какабадзе, 1981, с. 158). Сходное мнение было высказано позже и Н. Immel (1987). Мнение о переименовании данной зоны было высказано повторно мною на Динском (Франция, 1990) совещании, где и было решено, что до выяснения диагностических признаков и стратиграфического распространения вида *Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb. целесообразнее временно все же оставить старое наименование зоны с добавлением приставки *auctorum*. Кроме того, по решению этого совещания на основе данных Ф. Худемаекера (в районе Рио Аргос, Испания) эта зона была разделена на две подзоны: *Pseudothurmannia angulicostata* auct. и *Pseudothurmannia catulloi*. Позднее Ph. Hoedemaeker (1994) также отказался от наименования нижней зоны как *Pseudothurmannia angulicostata* auct. и предложил именовать ее *Pseudothurmannia ohmi*. По данным этого исследователя, вид *P. (P.) ohmi* (Winkler) характерен для нижней подзоны, однако поднимается и в последующую зону – *Pseudothurmannia catulloi*, а вид *P. (P.) catulloi* (Parona) распространен лишь в верхней подзоне. Примечательно, что на основе изучения готеривских отложений в Юго-Восточной Испании (Андалузия, Мурсия и Валенсия) M. Company et al. (2002) предложили для этого региона еще более детальную схему верхнего готерива: в нижней зоне *Crioceratites balearis* выделено 4 подзоны: *Crioceratites balearis*, *Crioceratites binelli*, *Crioceratites krenkeli* и *Crioceratites angulicostatus*, а в верхней зоне *Pseudothurmannia ohmi* выделено 3 подзоны: *Pseudothurmannia ohmi*, *Pseudothurmannia catulloi* и *Pseudothurmannia picteti*. Однако, в решениях Нижнемеловой аммонитовой рабочей группы в Лионе (Hoedemaeker et al., 2003) в стандартной зональной схеме Средиземноморской провинции из этих данных учтено лишь разделение зоны *Pseudothurmannia ohmi* на 3 подзоны (*P. ohmi*, *P. catulloi*, *P. picteti*). В нижней же части верхнего готерива осталось зональное деление, установленное в Юго-Восточной Франции (это отмеченные выше зоны *Subsajnella sayni*, *Plesiospidiscus ligatus* и *Balearites balearis*) (см. таблицу). Таким образом, высказанное нами еще в 1981 году мнение отказаться от наименования верхней зоны верхнего готерива как *Pseudothurmannia angulicostata* в Стандартной зональной схеме Средиземноморской провинции официально было принято лишь в 2003 году.

При сопоставлении схемы готерива Грузии со Стандартной зональной схемой готерива Средиземноморской провинции (Hoedemaeker et al., 2003) становится ясно, что последняя схема состоит из более дробных биостратиграфических единиц. Следует заметить, что в основу столь дробного деления верхнего готерива легли биостратиграфические данные лишь по крайне западным регионам Средиземноморья – Юго-Восточной Испании и Юго-Восточной Франции (Hoedemaeker, 1995; Company et al., 2002; Vermoulen, 2005). Что касается более восточных регионов (включая Кавказ), то из-за недостаточности палеонтологического материала выделение некоторых биостратиграфических единиц, установленных во Франции и Испании, не представляется возможным.

Рассмотренный в настоящей статье верхнеготеривский интервал в зональной схеме Средиземноморской провинции занимает место между зоной *Balearites balearis* верхнего готерива и зоной *Taveraidiscus hugii* нижнего баррема. Выделенный в Грузии уровень - слои с *Balearites balearis* по аммонитовой фауне и стратиграфическому положению соответствует зоне *Balearites balearis* зональной схемы нижнего мела Средиземноморской провинции (И. Какабадзе, 2006). Сложнее обстоит дело с корреляцией зоны *Balearites balearis* с соответствующими подразделениями верхнего готерива Юго-Восточной Испании. По данным M. Company et al. (2005) в Юго-Восточной Испании зона *Crioceratites balearis* подразделяется на 4 подзоны – *C. balearis*, *C. binelli*, *C. krenkeli* и *C. angulicostatus*. Последняя подзона по составу аммонитовой фауны должна соответствовать подзоне *Pseudothurmannia seitzi* зональной схемы Юго-Восточной Франции (Vermoulen, 2005). Согласно устному сообщению М. Компани, "*Crioceratites*" *angulicostatus* (d'Orb.) и "*Pseudothurmannia*" *seitzi* Vermoulen являются синонимами. Кроме того, виды *C. angulicostatus* (d'Orb.) и *P. ohmi* (Winkler) в Юго-Восточной Франции встречаются совместно. На основе этих данных М. Компани делает вывод, что выделенная им в Юго-Восточной Испании подзона *Crioceratites angulicostatus* в схеме Юго-Восточной Франции (Vermoulen, 2005) должна соответствовать подзоне *Pseudothurmannia seitzi* и нижней части подзоны *Parathurmannia ohmi*. Учитывая эти данные, можно заключить, что выделенный в Грузии уровень - слои с *Balearites balearis*, хорошо сопоставляемый с зоной *Balearites balearis* общей зональной схемы регионов Средиземноморья, по-видимому, соответствует лишь трем подзонам (*C. balearis*, *C. binelli*, *C. krenkeli*) зоны *Crioceratites balearis* в схеме готерива Юго-Восточной Испании (см. таблицу).

В Грузии выше слоев с *Balearites balearis* установлена зона *Pseudothurmannia mortilleti*, которая по видовому составу аммонитовой фауны и стратиграфическому положению соответствует зоне *Pseudothurmannia ohmi* зональной схемы Средиземноморья, в которой она разделена на две подзоны: *Pseudothurmannia ohmi* и *Pseudothurmannia catulloi*. В опорном разрезе верхнего готерива Грузии, как было показано выше, соответствующая данному интервалу зона *Pseudothurmannia mortilleti*, на основе аммонитовой фауны также делится на две части: подзона *Pseudothurmannia mortilleti* и на слои с *Pseudothurmannia simionescui*. Таким образом, имеется полное соответствие при сопоставлении подзоны *Pseudothurmannia mortilleti* и слоев с *Pseudothurmannia simionescui* Грузии с подзонами *Pseudothurmannia ohmi* и *Pseudothurmannia catulloi* зональной схемы Средиземноморья (Hoedemaeker et al., 2003). Зоне *Pseudothurmannia mortilleti* Грузии в Юго-Восточной Франции соответствуют зоны *Pseudothurmannia seitzi*, *Pseudothurmannia ohmi* и *Balearites mortilleti*, а в схеме Юго-Восточной Испании – подзоны *Crioceratites angulicostatus*, *Pseudothurmannia ohmi* и *Pseudothurmannia mortilleti* (см. таблицу).

Таблица

Сопоставление зональных схем верхнего готерива Западной Грузии, Юго-Восточной Испании и Юго-Восточной Франции¹.

Ярус	Подъярус		Стандартная зональная схема регионов Средиземноморья (Hoedemaeker et al., 2003)	Юго-Восточная Франция (Vermoulen, 2005)	Юго-Восточная Испания (Company et al., 2005)	Западная Грузия			
			Зона, подзона	Зона	Зона, подзона	Зона, подзона, слои с фауной			
ГОТЕРИВСКИЙ	Верхний	<i>Pseudothurmannia ohmi</i>	<i>Pseudothurmannia picteti</i>	<i>Prieuriceras picteti</i>	<i>Pseudothurmannia ohmi</i>	<i>Pseudothurmannia picteti</i>	Руководящих видов не найдено		
			<i>P. catulloi</i>	<i>Balearites mortilleti</i>		<i>P. mortilleti</i>		<i>Pseudothurmannia mortilleti</i>	слои с <i>P. simionescui</i>
			<i>P. ohmi</i>	<i>Parathurmannia ohmi</i>		<i>P. ohmi</i>			<i>P. mortilleti</i>
		<i>Balearites balearis</i>	<i>Balearites balearis</i>	<i>Crioceratites balearis</i>	<i>Pseudothurmannia seitzi</i>	<i>C. angulicostatus</i>	<i>Pseudothurmannia mortilleti</i>	слои с <i>Balearites balearis</i>	
					<i>C. krenkeli</i>				
					<i>C. binelli</i> <i>C. balearis</i>				
		<i>Plesiospidiscus ligatus</i>	<i>P. ligatus</i>	<i>P. ligatus</i>	<i>P. ligatus</i>	<i>Speetoniceras inversum</i>			
		<i>Subsaynella sayni</i>	<i>S. sayni</i>	<i>S. sayni</i>	<i>S. sayni</i>				

В зональной схеме Средиземноморской провинции выше подзоны *Pseudothurmannia catulloi* выделена и третья подзона – *Pseudothurmannia picteti*. Данный уровень, установленный не-

¹ Нет единства мнений среди исследователей в вопросе систематики некоторых родов семейства Ancyloceratidae. В частности, как видно из приведенной корреляционной таблицы, вид "*balearis* (Nol.)" в зональных схемах Средиземноморской провинции (Hoedemaeker et al., 2003), Юго-Восточной Франции (Vermoulen, 2005) и Западной Грузии относится к роду *Balearites* Sarkar, 1954, а в зональной схеме Юго-Восточной Испании (Company et al., 2005) – к *Crioceratites* Leveillé, 1837. С другой стороны, виды "*picteti* Sarkar" и "*ohmi* (Winkler)" в зональной схеме Юго-Восточной Франции отнесены, соответственно, к родам *Prieuriceras* Vermoulen, 2004 и *Parathurmannia* Busnardo et al., 2003, а в зональной схеме Юго-Восточной Испании (Company et al., 2005) эти виды рассмотрены в роде *Pseudothurmannia* Spath, 1923. В связи с этим считаю необходимым также отметить, что Ф.Худемакер (в печати) предлагает новую систематику родов *Crioceratites*, *Pseudothurmannia* и *Balearites*, которая в свою очередь также сильно отличается от отмеченных выше классификационных схем Ж. Вермолена, Р. Бюснардо и М. Компани. По нашему мнению, включение представителей *Balearites* в род *Crioceratites* (Company et al., 2005), так же, как и выделение из рода *Pseudothurmannia* двух видовых групп и рассмотрение их в ранге новых родов – *Parathurmannia* (Busnardo et al., 2003) и *Prieuriceras* (Vermoulen, 2004) все еще требует дополнительной аргументации. Считаю, что для их обоснования необходимо провести детальные сравнительные онтогенетические исследования представителей этих групп. В приведенной корреляционной таблице данные вышеотмеченных исследователей по вопросам таксономии этих групп хотя и оставлены без изменения, однако считаем необходимым рассмотрение этого вопроса после опубликования находящейся в печати отмеченной работы Ф.Худемакера.

давно в Юго-Восточной Испании, характеризуется первым появлением видов *Pseudothurmannia picteti* Sarkar, *Paraspinoceras morloti* (Ooster), а также первым появлением “настоящих” представителей рода *Barremites* (Company et al., 2002). Примечательно, что вид *Pseudothurmannia ohmi* (Winkler) из этого уровня в разрезах Юго-Восточной Испании и Юго-Восточной Франции нигде не указывается (Company et al., 2002, 2003, 2005; Vermoulen, 2006), вследствие чего считаем, что в зональной схеме Средиземноморья данный уровень предпочтительнее выделить как самостоятельную зону - *Pseudothurmannia picteti*, а не как подзону зоны *Pseudothurmannia ohmi*.

В Грузии в опорном Хидикарском разрезе верхнего готерива, как уже говорилось, между слоями с *Pseudothurmannia simionescui* и зоной *Taveraidiscus hugii* имеется интервал мощностью 65,8 м, в котором зональные руководящие формы не найдены и, следовательно, граница между готеривом и барремом проведена условно (между пачками 13 и 14). Вполне вероятно, что эти отложения соответствуют уровню *Pseudothurmannia picteti* зональной схемы Средиземноморской провинции.

Литература

- Джанелидзе А.И. (1940) Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Тбилиси: Изд-во Груз. фил. АН СССР. 408с.
- Какабадзе И.М. (2006) Биостратиграфия, секвенсстратиграфия и аммониты готеривско-аптских отложений среднего течения р. Риони (Грузия). Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 24 с.
- Какабадзе М.В. (1980) К биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии //Сообщ. АН ГССР. Т. 100. № 3. С. 609-612.
- Какабадзе М.В. (1981) Анцилоцератиды Юга СССР и их стратиграфическое значение //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 71. 197с.
- Какабадзе М.В., Кванталиани И.В., Котетишвили Э.В., Шарикадзе М.З., Цирекидзе Л.Р. (2005) Стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии //Атлас раннемеловой фауны Грузии (гл. ред. М.В. Топчишвили). Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 120. С. 23-26.
- Какабадзе М.В., Похилайнен В.П. (1989) Готеривский ярус //Зоны меловой системы в СССР (ред. Прозоровский В.А.). Л.: Наука. С. 65-94.
- Какабадзе М.В., Келептришвили Ш.Г. (1991) Стратиграфия и белемниты валанжин-готерива верхней Рачи (Грузия) //Изв. АН СССР. Сер. геол. 8. С. 29-37.
- Кванталиани И.В., Сахелашвили Л.З. (1995) О возможности зонального подразделения нижнего баррема Грузии (на примере разреза Хидикари, Рача) //Сообщ. АН Грузии. Т. 151. № 3. С. 462-466.
- Котетишвили Э.В., Беган К., Борза К., Самуел О. (1978) Стратиграфия и фации нижнего мела Кавказа и Западных Карпат //Geol. Práce. Správy 69. Geol. Úst. D. Štúra. P. 157-226.
- Швецов М.С. (1911) Предварительное сообщение о геологических исследованиях Кавказского побережья Черного моря //Ежег. по геол. и минерал. России. Т. XI. Вып. 8. С. 256-265.
- Эристави М.С. (1951) Нижнемеловые зоны Грузии //Сб. тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР. С.309-322.
- Эристави М.С. (1962) Подразделение нижнего мела Альпийской зоны //Тр. ГИН АН ГССР. Монографии. № 11. Тбилиси. 113 с.
- Эристави М.С. (1964) Нижний мел //Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч.1. Геол. описание. М.: Недра. С.112-141.
- Atrops F., Reboulet S. (1995) La Valanginien - Hauterivien basal du bassin Vocontien et de la bordure provençale: zonation et correlations //C. R. Acad. Sci. Paris. T. 320. Serie II a. P. 985-992.
- Bulot L. G., Thieuloy J.-P. (1993) Implications chronostratigraphiques de la revision de l'échelle biostratigraphique du Valanginien superieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France //C. R. Acad. Sci. Paris. T. 317. Serie II. P. 387-394.
- Busnardo R., Charollais J., Weidmann M. & Clavel B. (2003) Le Crétacé inférieur de la Veveyse de Chatel (Ultrasuisse des Prealpes externes; canton de Fribourg, Suisse) //Revue de Paléobiologie. Genève. P.1-174.
- Company M., Sandoval J. & Tavera J.M. (2002) Ammonite bioivents and zonation of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain) //Doc. lab. Géol. Lyon. Vol.156. P. 83-84.
- Company M., Sandoval J. & Tavera J.M. (2003) Ammonite biostratigraphy of the uppermost Hauterivian in the Betic Cordillera (SE Spain) //Geobios 36. P. 685-694.

- Company M., Aguado R., Sandoval J., Tavera J.M., Concepción de Cisneros J., Vera A. (2005) Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, Early Cretaceous) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 224. P. 186-199.
- Debelmas J., Thieuloy J.-P. (1965) Rapports: La série Néocomienne. Étage Hauterivien // *Mém. Bur. rech. geol. et minères*, 34. P.85-95.
- Hoedemaeker Ph. J. (1994) Ammonite distribution around the Hauterivian-Barremian boundary along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain) // *Géol. Alp. Mém. H.S. N° 20*. P. 219-277.
- Hoedemaeker Ph. J., Reboulet St., Aguirre-Urreta M.B., Alsen P., Aoutem M., Atrops F., Barragan R., Company M., Arreola C.G., Klein J., Lukeneder A., Ploch I., Raisossadat N., Rawson P.F., Ropolo P., Vasicek Zd., Vermoulen J., Wippich M.G.E. (2003) Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Lyon, 11 July, 2002). *Cret. Res. Vol.24*. P. 89-94.
- Immel H. (1987) Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkenalpen. *Zitteliana*, 15. P. 3-163.
- Kilian W. (1907-1913) Unterkreide (palaeocretacicum) // *Lethaea Geognostica. T. 2. Mesozoicum. Bd. 3 (Kreide). Abt. 1. Lfg. 1-3*. 398 p.
- Lapeyre J.-F. & Thomel G. (1974) Considération sur la valeur et la situation stratigraphique précise de la zone à *Angulicostata* (Néocomien) // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, Série D. P. 2889-2892.
- Moullade M., Thieuloy J.-P. (1967) Les zones d'Ammonites du Valanginien Supérieur et de l'Hauterivien Vocontien // *C. R. Soc. Géol. France. Fasc. 6*. P. 228-229.
- Orbigny A.d'. Cephalopode // *Paléontologie française. Terrains crétacés*, 1. 1840-1842. Paris. P. 1-662.
- Paquier V. (1900) Recherches géologiques dans le Diois et les Barronies orientales. *Trav. Lab. Geol. Grenoble. Vol. 5*. P. 147-556.
- Reboulet S. (1995) L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin Vocontien et de la partie-provençale (Sud-Est de la France): Relation biostratigraphiques // *Doc. Lab. Géol. Lyon, N° 137*. 371 p.
- Renevier E. (1874) Tableau des terrains sédimentaires // *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.*, t.13. P. 218-252.
- Sarkar S. S. (1955) Revision des ammonites déroulées du Crétacé inférieur du Sud-est de la France // *Mém. Soc. Géol. France. Series 5. N° 34, mémoire 72*. P. 1-176.
- Vermoulen J. (2004) Vers une nouvelle classification à fondement Phylogénétique des ammonites hétéromorphes du Crétacé inférieur Méditerranéen // *Riviera Scientifique*, 88. P. 69-92.
- Vermoulen J. (2005) Boundaries, ammonite fauna and main subdivisions of the stratotype of the Barremian // In: Adatte Th., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Blanc-Alétru M.-C., Bodin St., Carrio-Schaffhauser E., Föllmi K.B., Godet A., Raddari M.Ch., Vermoulen J. The Hauterivian-Lower Aptian sequence stratigraphy from Jura Platform to Vocontian basin: a multidisciplinary approach. Field-trip of the 7th International Symposium on the Cretaceous (September 1-4, 2005). *Geologie Alpine. Serie "Colloques et excursions" N° 7*. Université de Neuchâtel. 189 p.
- Thieuloy J.-P. (1973) The occurrence and distribution of Boreal ammonites from the Neocomian of Southeast France (Tethyan Province). *The Boreal Lower Cretaceous // Geol. Journ. Spec. Issue*, 5. P. 289-302.

К БИОСТРАТИГРАФИИ ЧОКРАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Г.Д.Ананишвили, Ц.Д.Минашвили

К биостратиграфии чокракских отложений Западной Грузии. Г.Д.Ананишвили, Ц.Д. Минашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Детальные биостратиграфические исследования чокракских отложений Западной Грузии, основанные на изменении во времени моллюсковых, фораминиферовых и нанопланктонных комплексов, вопреки мнению некоторых геологов, дали возможность авторам подтвердить доводы ряда исследователей о тройственном делении упомянутого регнояруса.

დასავლეთ საქართველოს ჩოკრაკული ნალექების ბიოსტრატиграფიისათვის. გ.ანანიშვილი, ც.მინაშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

დასავლეთ საქართველოს ჩოკრაკული ნალექების დეტალურმა ბიოსტრატиграფიულმა კვლევებმა, დამყარებულმა მოლუსკების, ფორამინიფერებისა და ნანოპლანქტონის კომპლექსების ცვალებადობაზე დროში, მოგვცეს უფლება, ზოგი გეოლოგის შეხედულების საწინააღმდეგოდ, დავადასტუროთ აღნიშნული სტრატონის სამ რეგიონსართულად დანაწილების სისწორე.

On the Biostratigraphy of the Tchokrakian Layers of West Georgia. G.Ananiashvili, Ts.Minashvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

Detailed biostratigraphic researches of the Tchokrakian layers of West Georgia based on the changes of mollusk, foraminifera and nannoplankton complexes in the time made it possible for the authors to confirm the opinion on the division of this straton into three regiostages.

В современной структуре земной коры Западная Грузия охватывает западные части Закавказской межгорной области и Складчатой системы Малого Кавказа (Гамкрелидзе, 2003). В пределах этих структурно-морфологических единиц первого порядка чокракские отложения пользуются широким развитием, принимая участие в строении всех тектонических зон. Здесь чокракские отложения представлены как глубоководными, так и мелководными фациями, их мощность колеблется от 40 до 500 м.

Интерес исследователей эти газо- и нефтесодержащие породы привлекают с начала 20-го столетия и с тех пор немало сделано в деле изучения биостратиграфии чокракских отложений на всем протяжении Восточного Паратетиса, частью которого является территория Грузии. Несмотря на это, и по сей день остается ряд нерешенных проблем (стратиграфические границы, объем и подразделение на более мелкие стратоны), требующих детальных биостратиграфических исследований, основанных на новом фактическом материале.

Ниже рассматриваются чокракские отложения по отдельным тектоническим зонам, представленные в пределах Западной Грузии.

Западная молассовая зона погружения

Для представления характера чокракских терригенных отложений на всей территории Западной Грузии вначале рассмотрим упомянутые слои в крайне западной части Грузии в пределах Гудаутского блока, являющегося одним из сегментов Западной зоны погружения. Несомненно, данные о чокракских отложениях из последнего региона несколько устарели, но тем не менее дают возможность проследить природу фациальных изменений пород в латеральном направлении и закономерность последовательности макро- и микрофаунистических комплексов во времени. В указанном блоке чокракские отложения трансгрессивно залегающие на разных горизонтах нижнего миоцена и палеогена, представлены конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками в нижней части и мелкозернистыми песчаниками с пропластками глинистых песчаников - в верхней.

В западной части блока чокракские слои (грубозернистые песчаники с пластиками конгломератов и глинистых песчаников) впервые на дневной поверхности появляются в ущ. р.Мюссес-

ра, где они несогласно налегают на размытую поверхность сакараульских глин (О. Джанелидзе, 1970). После некоторого перерыва в обнажении данные слои в аналогичной фации развиты в районе сс. Бармыш и Дурипш (Ильин, Эберзин, 1935; Дзвеляя, 1947).

Восточнее, в южном крыле Абгархукской синклинали, у с. Куланурхва, за тарханскими слоями следуют толстослоистые песчаники с прослоями конгломератов и глинистых песчаников с плохо сохранившимися раковинами в средней части толщи: *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.), *Maetra (Eomaetra) bajarunasi* Koles., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Nassa inornata* Zhizh., *Spiratella tarchanensis* Kittl. (в большом количестве).

По материалам ряда исследователей (Ильин, Эберзин, 1935; Козлов, 1932; Лалиев, 1964; Ананишвили, 1966) в Самурзаканском блоке чокракские слои сохраняют такой же мелководный характер, как в Гудаутском блоке, и трансгрессивно расположены на размытой поверхности глин майкопской серии нижнемиоценового возраста.

Убедительно датированные слои чокрака обнажаются по р. Геджири (басс. р. Галидзга), где они несогласно залегают на майкопских глинах, отделяясь от последних слоем конгломерата (1-1,5 м). В вышележащих глинистых песчаниках собраны (Багдасарян, 1965; Ананишвили, 1966) представители моллюсков: *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.), *Anadara turonica bosporana* David., *Abra parabis* (Zhizh.), *Corbula (Varicorbula) gibba gibba* (Ol.), *Chlamys domgeri domgeri* (Mirh.), *Ch. domgeri derbentica* (Grig. -Beres.), *Europicardium pseudomulticostatum* (Zhizh.), *Acanthocardia centumpania* (Andrus.), *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Pteria mira* (Zhizh.), *Mytilus fuscus* M. Horn., *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Cerithium cattleyae* Baily, *Bittium digitatum* Zhizh., *Mohrensternia nitida* Zhizh.

Стратиграфически выше встречаются мелкие, плохо сохранившиеся пелециподы *Lutetia (Davidaschvilia) intermedia* (Bajar.). Мощность чокракского разреза не превышает 70 м.

Данный разрез заканчивается караганскими песчаниками с крупными *Spaniodontella pulchella* Baily.

В Одишском блоке чокракские отложения широкой полосой окаймляют всю структуру в целом, за исключением небольшого участка в южной части блока (левобережье р. Цхенисцкали). Здесь они согласно залегают на тарханских отложениях и слагают их песчано-глинистые породы, переполненные спирателлами. Встречавшиеся в разрезах крупногалечные конгломераты появляются не в основании регионаруса, как в Абхазии, а в средней и верхней частях в виде внутрiformационных пластов.

Наиболее полные разрезы интересующих нас отложений развиты в северной части блока, в полосе Сачино-Лесале-Джгали (Цаленджихский район). В последнем участке (уц. р. Чанисцкали) чокракские слои детально были рассмотрены в трудах многих исследователей (Дзвеляя, 1952; О. Джанелидзе, 1970; Вахания, 1959; Багдасарян, 1959; Чиковани, 1964; Ананишвили, 1985). Поэтому при описании джгальского разреза широко будут использованы как данные этих исследователей, так и новый фактический материал, добытый нами за последние годы.

В окр. с. Джгали верхнетарханские глубоководные отложения со скудной фауной моллюсков, фораминифер и нанопланктона совершенно постепенно переходят в нижеописанные отложения, которые представлены в следующей последовательности:

1. Переслаивание серых тонкослоистых полосчатых карбонатных глинистых песчаников с мелкозернистыми рыхлыми песчаниками, иногда имеющими по простиранию линзовидный характер. В верхах появляются толстослоистые песчаники с гальками известняков. В нижней части пачки найдены моллюски - *Anadara turonica bosporana* David., *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.), *Abra parabilis* (Zhizh.), *Parvicardium liverovskayae* (Merkl.), *Limaria skeliensis* (Chemn.), *Parvivenus marginata jsmaci* (Schwetz), *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Corbula gibba* (Ol.), *Cuspidaria cuspidata* Ol., *Gibbula kertschensis* Usp., *Spiratella tarchanensis* Kittl. Помимо моллюсков в песчаниках обнаружены (О. Джанелидзе, 1970) фораминиферы *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Florilus boueanus* Orb., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., а в мергелистых глинах следующий комплекс нанопланктона (Минашвили, 1986): *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclocargolithus floridanus* (Roth et Hay) Bukry, *Discolithina latelliptica* Baldi-Beke, *Helicopontosphaera kampteri* Hay et Mohler, *Reticulofenestra pseudoumbilica* Gartner, *Transversopontis zigzag* Roth et Hay, *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Stradner), *Perforocalcinella fusiformis* Bona. Аз. пад. слоев SW 240°, <45°..... 155 м.

2. Выше залегают пачка крупногалечного плотного конгломерата, состоящего из окатанных валунов диаметром от 0,05 до 0,3 м. За ней следует чередование толстослоистых (иногда

массивных до 3м) крупнозернистых песчаников с пластами тонкослоистых глинистых песчаников, мергелей, песчаных глин, мелкозернистых плотнотсментированных песчаников. В средней части пачки фиксируется второй слой конгломерата аналогичного характера. Фауна разбросана по всей массе пачки, нередко образуя люмашели из битой ракушки. Нами найдены следующие виды моллюсков: *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.), *Anadara turonica bosporana* David., *A. diluvii odichensis* Anan., *A. turonica zageriensis* Anan., *Pteria mira* (Zhizh.), *Mytilus fuscus* M. Horn., *Mytilaster volhynicus* (Eichw.), *Jsognomon (Jsognomon) radialis* (Horn.), *Loripes dujardini* (Desh.) M. Horn., *Thasira flexuosa laevis* (Zhizh.), *Lutetia (Davidaschvilia) intermedia* (Bajar), *Acanthocardia centumpania* (Andrus.), *Parvicardium cubanicum* (Zhizh.), *Europicardium pseudomulticostatum* (Zhizh.), *Parvivenus marginata jasmaci* (Schwetz.), *Dosinia (Pectumculum) lupinus* (L.), *Pitar (Pilar) rudis rudis* (Polli), *Paphia taurica* (Andrus.) Bajar., *Abra parabilis* (Zhizh.), *Donax (Paradonax) tarchanensis* Bajar., *Mactra (Eomactra) bajarunasi* Koles., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Cerithium cattleyae* Baily. Фораминиферы в основном сосредоточены (О.Джанелидзе, 1970) в карбонатных глинах: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana longa* Gerke, *Q. akneriana argunica* Gerke, *Q. akneriana rotundata* Gerke, *Q. akneriana elongato-carinata* Bogd., *Q. elongato-carinata lata* O. Djan., *Q. aff. laevigata* Orb., *Q. serovae* Bogd., *Triloculina subfoliacea* Bogd., *Spiroloculina irma* Bogd., *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke, *S. tschokrakensis plana* Djan., *S. diterranensis* Bogd., *S. caucasica* (Bogd.), *S. haidingeri* Orb., *S. haidingeri aculeata* Bogd., *Florilus boueanus* (Orb.), *Guttulina austriaca* Orb. *Globulina gibba* Orb. Из альгофлоры (Минашвили, 1985; Minashvili, 1992) встречаются *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclocargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Reticulofenestra pseudoumbilica* Gartner, *Discolithina latelliptica* Baldi-Beke и вид-индекс для чокрака Грузии *Perforocalcinella fusiformis* Bona.....190 м.

3. Разрез заканчивается аналогичными, как в предыдущей пачке, породами с той лишь разницей, что на этом уровне конгломераты замещаются маломощными пластами (0,2-0,3 м) микроконгломератов. Пачка со скудным комплексом моллюсков: *Nuculana fragilis* (Chemn.), *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Lutetia (Davidaschvilia) intermedia* (Bajar.), *Donax (Paradonax) tarchanensis* Bajar. Из альгофлоры зафиксирована лишь *Perforocalcinella fusiformis* Bona.

Стратиграфически выше, в массивных крупнозернистых песчаниках в большом количестве захоронены створки *Spaniodontella pulchella* Baily.

Мощность рассматриваемых слоев в полосе Сачино-Джгали изменяется от 350 до 450 м.

Анализируя отложения чокракского регионаруса данного разреза, следует отметить, что мы вполне разделяем мнение (О.Джанелидзе, 1964; Багдасарян, 1965) о тройственном делении упомянутого стратона. Действительно, в средней части чокрака (пачка 2) наблюдается полный расцвет всех вышеперечисленных групп организмов. На этом уровне фиксируется не только обилие родов и видов, но и массовое видообразование - происхождение эндемичных, собственно чокракских форм. В пачке 1 (нижний чокрак) небогатый комплекс макро- и микрофауны с морскими элементами (*Chlamys domgeri domgeri* (Mikh.), *Limaria skeliensis* (Chemn.), *Ervilia pusilla pusilla* (Phil.), *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz.), которые соседствуют с такими характерными чокракскими видами, как *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Gibbula kertschensis* Usp., и *Perforocalcinella fusiformis* Bona. В верхнем чокраке (пачка 3) всего лишь 3-4 представителя моллюсков, а фораминиферы и нанопланктон исчезают полностью, за исключением последнего вида.

В восточной части упомянутого блока (ущ. р.Очхамури, сс.Тамакони, Салхино) чокракские отложения также носят глубоководный характер, и весь разрез состоит из тонкослоистых глинисто-песчаных пород без грубого терригенного материала. По всей мощности толщи в большом количестве встречаем раковинки *Spiratella*, образующие нередко люмашелевые прослойки.

В южной полосе блока особо следует выделить окр. с.Хорша, где средний чокрак охарактеризован (О.Джанелидзе, 1970) богатой ассоциацией миллиоид: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana longa* Gerke, *Q. akneriana rotundata* Gerke, *Q. akneriana argunica* Gerke, *Q. elongato-carinata* Bogd., *Q. elongato-carinata lata* O.Djan., *Q. aff. laevigata* Orb., *Q. boueana levis* O.Djan., *Q. ungeriana* Orb., *Q. circularis* Born., *Q. selene* (Karrer), *Q. gracilissima* Bogd., *Q. serovae* Bogd., *Q. pyrula* (Karrer), *Triloculina austriaca* Orb., *T. subfoliacea* Bogd., *T. tricarinata georgiana* O. Djan., *Sigmoilina haidingerii* Orb., *S. haidingerii tschokrakensis* Bogd., *Articulina tschokrakensis* Bogd., *Guttulina austriaca* Orb., *Globulina gibba* Orb., *Pseudomorphina tschokrakensis* O.Djan., *Gau-*

dina linter O.Djan. et Kusina, *Florilus boueanus* (Orb.), *Discorbis tschokrakensis* Bogd., *Streblitis beccarii* (L.).

Мощность чокракских отложений в пределах Одишского блока изменяется от 120 до 450 м.

Центральная зона воздымания

В северном борте Шаорского блока Окрибско-Хреитской подзоны (полоса между сс. Гендуши и Цеси; Амбролаурский и Онский районы, басс. р. Риони) чокрак представлен глубоководными тонкослоистыми карбонатными глинисто-песчанистыми отложениями, т. е. в типичной фации спириалисовых глин. Скопления раковин *Spiratella* иногда образуют прослой ракушняка (мощн. до 0,2 м), в которых узнаваемы створки *Abra parabilis* (Zhizh.). Ввиду неудовлетворительной обнаженности отложений и обилия оползней, нет возможности проследить характер их взаимоотношения с пограничными слоями. Мощность обнаженной части в коренном залегании не превышает 100 м (Джанелидзе А., 1940).

В пределах упомянутого блока в чокраке можно выделить три следующих типа отложений: песчано-глинистый с пластами конгломератов - северное крыло Дехвирской антиклинали; песчанистый - южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали (кроме полосы сс. Баджи - Бугеули); известковый - небольшой сегмент южного крыла упомянутой синклинали между сс. Баджи и Бугдули (ущ. р. Риони, Амбролаурский район).

Отложения первого типа непрерывно прослеживаются по всему северному крылу Дехвирской антиклинали (полоса сс. Чкуми, Циперчи, Барднала, Зарагула, Чалистави; Цагерский район) и представлены непрерывными фаунистически богато охарактеризованными разрезами. В этом смысле несравним разрез, составленный нами по р. Намкашури (с. Чалистави), где нижняя часть чокрака литологически ничем не отличается от верхнетарханских и только появление макро- и микрофауны чокрака дает повод для их разграничения. Чокрак в чалиставском разрезе начинается следующими слоями:

1. Карбонатные тонкослоистые глинистые песчаники, глины, песчанистые глины и мелкозернистые песчаники с пропластками среднегалечного конгломерата (редко) и ракушняками, переполненными *Spiratella*. В последних у основания толщи нами найдены *Nuculana (Saccella) subfragilis* (Horn.), *Pteria mira* (Zhizh.), *Acanthocardia centumpania* (Andrus.), *Abra parabilis* (Zhizh.), *Cuspidaria cuspidata* (Ol.), *Macoma sokolovi* (Bajar.), *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Maetra (Eomactra) lajarmasi* Koles., *Nassa inornata* Zhizh., *Bittium digitatum* Zhizh., а из фораминифер: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana rotundata* Gerke, *Gutulina apertarboorea tschokrakensis* Kusina, *Sigmoilina mediterraneensis* Bogd. Нанопланктон представлен следующим видами: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *C. leptoporus* (Murray et Black), *Reticulofenestra pseudoumbilica* Gartner, *Helicopontosphaera kamptneri* Hay et Mohler, *Braarudosphaera bigelovi* (Gran et Braarud), *Perforocalcinella fusiformis* Bona.190м.

2. Крупногалечный плотный конгломератовый пласт, состоящий из хорошо окатанных вулканических и метаморфических пород. Диаметр валунов варьирует от нескольких сантиметров до 0,2-0,3 м 15м.

3. Переслаивание среднегалечных конгломератов, микроконгломератов с крупнозернистыми рыхлыми толстослоистыми песчаниками с пропластками глинистых песчаников и мергелей. По всей мощности в песчаниках нами собраны *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.), *Anadara turonica bosphorana* David., *A. turonica zageriensis* Anan., *Pteria mira* (Zhizh.), *Chlamys varnensis* (Toula), *Ch. domgeri* (Mikh.), *Mytilus fuscus* M. Horn., *Gregariella tarchanensis* (Gat.), *Diplodonta rotundata caucasica* Zhizh., *Chama gryphoides toulai* David., *Ch. gryphoides gryphoides* L., *Acanthocardia centumpania* (Andras.), *Parvicardium cubanicum* (Zhizh.), *Europicardium pseudomulticostatum* (Zhizh.), *Parvivenus marginata juscaci* (Schwetz), *Dosinia (Pectunculus) lupinus* (L.), *Piter (Pitar) rudis laskarevi* (Schwetz), *Paphia taurica* (Andrus.) Bajar, *Macoma sokolovi* (Bajar.), *Abra parabilis* (Zhizh.), *Donax (Paradonax) tarchanensis* Bajar, *Maetra (Eomactra) bajarunasi* Koles., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Corbula (Varicorbula) gibba gibba* (Ol.), *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Cerithium cattleyae* Baily, *Bittium digitatum* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font.50 м.

4. То же, что и пачка 3. В массивных песчаниках встречаются прекрасно сохранившиеся створки моллюсков: *Donax (Paradonax) tarchanensis* Bajar., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Nuculana (Saccella) fragilis* (Chemn.).52м.

В описанном разрезе чокракские отложения по фауне моллюсков довольно хорошо подразделены на три части: нижнюю (190 м), напоминающую фауну спириалисовых глин (пачка 1) со скудной фауной моллюсков с единичными чокракскими руководящими формами - *Macoma sokolovi* (Bajar.), *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Nassa inornata* Zhizh. На этом же уровне фиксируется несколько чокракских фораминифер - *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana rotundata* Gerke., а также один вид нанопланктона - *Perfocalcinella fusiformis* Vona, который, по утверждению Ц.Д.Минашвили (1986), нигде в разрезах Грузии не встречается за пределами последнего стратона. Средняя часть, состоящая из чередования толстослоистых рыхлых песчаников с пластами конгломератов и микроконгломератов, содержит обильную, многообразную фауну моллюсков с большим количеством эндемиков. Верхняя часть (пачка 4) - в аналогичной (как нижележащие) фации с бедной фауной чокракских моллюсков (2-3 вида). На этом уровне практически исчезают (за редким исключением) представители фораминифер и нанофосилий (кроме упомянутого выше чокракского вида-индекса).

Нельзя не отметить в этой полосе довольно богатые комплексы фораминифер и остракод, найденные Л.И.Попхадзе (1983) в окр. сс.Барднала и Чалистави (по р.Намкашури): *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana rotundata* Gerke, *Q. argunica* Gerke, *Q. selene* (Karrer), *Q. dmitrievae* (Bogd.), *Q. ungeriana* Orb., *Q. elongato-carinata* Bogd., *Q. pyrula* Karrer, *Spiroloculina irma* Bogd., *Sigmoilina mediterraneanensis* Bogd., *S. tschokrakensis* Gerke, *S. tschokrakensis plana* O. Djan., *S. haidingerii* (Orb.), *S. haidingerii tschokrakensis* Bogd., *Triloculina austriaca* Orb., *T. subfoliacea* Bogd., *T. tricarinata georgiana* O.Djan., *Tschokrakella caucasica* (Bogd.), *Nonion bogdanowiczi* Vol., *Florilus boueanus* Orb., *Globigerina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Ammonia beccarii* (L.), *Pontocypris suzini* Schn., *Leptocythere stabilis* Schn., *L. rugosa* Schn., *L. distirteta* Schn., *L. bardnalensis* Popch., *Cytheridea mulleri* (Mirnst), *C. caucasina* Schn., *C. dramas* Sch., *Trachyleberis elengatissima* (Lnkls.), *Loxococoncha carinata* Lnkls., *L. carinata alata* Sch., *Cytheretta korobkovi* Schn., *Paracytheridea* aff. *reussi* Schn., *Cytherura magna* Schn., *C. filicata* Schn., *Xestoleberis* aff. *fuscumaculata* Mull., *Pseudocythere caudata* Sars.

Вертикальное распределение вышеотмеченных микрофаунистических комплексов дает основание Л.И.Попхадзе разделить мнение о тройственном делении чокракских отложений.

Южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали (за исключением небольшого участка между сс. Баджи и Бугеули) выражено почти исключительно желтовато-серыми массивными, крупнозернистыми (часто толстослоистыми) плотными карбонатными песчаниками с редкими прослоями голубоватых тонкослоистых глинистых песчаников. Песчаники, образуя мощные (свыше 80 м) вертикальные карнизы (с характерными "ядрами" сферического выветривания) на большей части синклинали, согласно расположены на глинисто-песчаных породах тархана и под песчаниками карагана. Отдельные прослойки на разных уровнях толщи переполнены чокракскими эндемичными видами, среди которых можно назвать *Diplodonta rotundata caucasica* Zhizh., *Pitar (Pitar) rudis rudis* (Poli), *Paphia taurica* (Andus.), Bajar., *Macoma sokolovi* (Bajar.), *Donax (Paradonax) tarchanensis* Bajar., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Cerithium cattleyae* Bailly.

Мощность чокракских слоев в южном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали варьирует в широких пределах - от нескольких (12 м - с.Патара Они) до 200-220 м (сс.Агви, Гвириши).

В Дзирульской подзоне Центральной зоны воздымания чокракские отложения (Кузнецов, 1937; Гамкрелидзе, 1949; Вахания, 1959; Ананиашвили, 1985) хотя и развиты на довольно большой площади, однако полных и палеонтологически удовлетворительно охарактеризованных разрезов не так уж много. Один из них в северной части подзоны имеется в Сачхерском районе (басс. р.Квирила), в окр. с.Гориса. Здесь, по нашим наблюдениям, верхнетарханские карбонатные песчано-глинистые отложения с характерной для этого подъяруса бедной фауной моллюсков (Ананиашвили, 1985) перекрываются литологически очень сходными тонкослоистыми некарбонатными рыхлыми песчаниками с прослоями темных песчаных глин (мощн. до 5 м). В последних нет ни одного тарханского вида, но появляются первые представители чокракского регионаруса - *Maetra (Eomaetra) bajarunasi* Koles. В средней части толщи (от основания на 75 м) в карбонатных песчаниках нами в огромном количестве собраны чокракские *Parvicardium cubanicum* (Zhizh.) и *Gibbula kertschensis* Usp. Вышезалегающая немая толща (50 м) перекрывается песчаниками, состоящими из одних спаниодонтелл.

В восточном направлении (ущ. р.Извара) рассматриваемые отложения по простиранию фациально полностью замещаются белесовато-желтыми некарбонатными немывными песками (мощн. 70-90 м), известными под названием "строительного песка" Сачхерского района.

СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА МАЛОГО КAVKAZA

Аджара-Триалетская зона

В Северной подзоне Аджара-Триалетской зоны отложения чокракского региояруса зафиксированы в восточной ее части, в окр. сс.Тетрацкаро, Вахани, Чрдили, Зваре и по ущ. р.Гок-ишура (Харагоульский район), где они трансгрессивно, с явным угловым несогласием расположены на меловых известняках (Чиковани, 1960). Их слагают крупнозернистые аркозовые песчаники с множеством гранитной, плохо окатанной гальки и с пропластками серых песчаных известняков (до 40 м).

В западном направлении рассматриваемые отложения прекрасно представлены в районе с. Квалити, вдоль ущ. р.Джобоури (Чиковани, 1964; Багдасарян, 1965; Бидзинашвили, 1974).

В вышеописанном разрезе последовательность моллюсковых комплексов в основном такая же, как и на многих других участках Грузии (Багдасарян, 1965; Ананиашвили, 1967; Бидзинашвили, 1972), чем и подтверждается тройственное деление чокракского яруса.

Однако деление чокрака на три части принимается не всеми исследователями. Так, например, А.А.Чиковани (1960) в джобоурском разрезе, объединяя два нижних стратиграфических уровня в один стратон с упомянутыми выше разнотипными моллюсковыми комплексами, чокрак Аджара-Триалетской зоны подразделяет на два подъяруса: нижний - с богатым комплексом и верхний - с донаксовыми слоями.

В западном направлении в сторону ущ. рр.Ачхета, Шавела, Лухута и Квинисцкали чокрак в нижней части представлен тонкослоистыми карбонатными глинами и глинистыми песчаниками, не отличимыми от согласно подстилающихся слоев тарханского региояруса. Стратиграфически выше спорадически появляются и среднезернистые песчаники (100-120 м), переполненные спирателлами и абрами, напоминающими типичные глубоководные спиралисовы глины Восточного Паратетиса. Несмотря на то что в целом толща бедна ископаемыми организмами, наблюдается обилие моллюсковых видов, среди которых эндемичные формы сосредоточены именно в средней части толщи.

В крайне западной части зоны рассматриваемые отложения обнажаются по р.Квинисцкали (Ванский район), где в крупнозернистых граувакковых песчаниках с линзами гравелитов и микроконгломератов в средней части чокрака найдены (Чиковани, 1964) такие виды моллюсков, как *Mytilus fuscus* M.Hoern., *Tapes cf. tauricus* (Andrus.) Bajar., *Chama toulai* David., *Trochus kertschensis* Usp., *Cerithium cattleyae* Baily.

Небезынтересно отметить, что литологически чокракские терригенные отложения западной части Аджара-Триалетской зоны заметно отличаются от эквивалентных слоев восточной ее части, где в чокракских отложениях преобладает аркозовый материал, подтверждавший близость гранитного массива Грузинской глыбы. Тогда как во втором районе рассматриваемый стратон сложен в основном из полимиктовых граувакковых песчаников и гравелитов, источником сноса которых несомненно является размывающаяся порфиритовая свита.

В Гурийской подзоне упомянутой выше тектонической зоны чокракские отложения имеют весьма ограниченное распространение и приурочены в основном к ее западной части (Озургетский район). Именно в этом районе Гурии удалось С.И.Ильину (1929), Н.С.Маслову (1937) и А.И.Чанишвили, Дзвеля М.Ф. (1940) палеонтологически доказать наличие чокракских слоев в окр. сс.Мамати, Чочхати, Омпарети, Гулиани, Кончкати и Майдани. В этой полосе рассматриваемые отложения (до 100 м) состоят из чередования тонкослоистых карбонатных глин, мелкозернистых плотных песчаников и песчаных известняков с редкими прослоями среднегалечных конгломератов. Из песчаных известняков исследователи отмечают *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Maetra cf. quagi-deltoides* (Bogastch.) Bajar., *M. cf. basteroti* May., *Ervilia praepodolica* Andrus., *E. trigonula* Sok., *Corbula gibba* Ol., *Gibbula tschokrakensis* Andrus., *Spaniodontella (Davidaschvilia) intermedia* (Andrus.) Bajar., *Cerithium cattleyae* Baily.

В окр. с.Дзимити (правый берег р.Супса) ассоциация чокракских фораминифер была обнаружена (Ananiashvili, 1978; Ананиашвили, 1985) в глубоководных зеленовато-серых мергелях, принимаемых ранее (Пирцхалава, Агеев, 1961) за тарханские слои. В образцах, взятых

нами из мергелей, О.И. Джанелидзе определила *Quinqueloculina elongato - carinata* Bogd., *Q. akneriana longa* Gerke, *Q. akneriana rotundata* Gerke, *Q. akneriana* Orb., *S. haidingerii* Orb.

Мелководные породы чокрака развиты в южной, депрессионной части Гурии, в районах сс.Бахви и Тхина (басс. р.Бахвисцкали). Здесь они, с явными признаками трансгрессии, с конгломерат-брекчией (до 12 м), сцементированной крупнозернистыми песчаниками и микроконгломератами, в основании залегают на типичных майкопских глинах.

Западнее, в сторону Черного моря (окр. с.Натанеби) вновь появляются глубоководные фации чокрака, состоящие из пелитовых глин, мелкозернистых песчаников и песчаных глин, содержащих кроме спирателл *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Guttulina austriaca* Orb., *Q. caucasica* Bogd., *Articulina tschokrakensis* Bogd., *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke (Дзвеляя, 1952; О.Джанелидзе, 1970; Ананишвили, 1985).

Из вышерассмотренных разрезов явствует, что на территории Западной Грузии чокракский региоарус богато охарактеризован как моллюсковой и фораминиферовой фауной, так и остатками нанопланктона. Биостратиграфические выводы основаны на данных именно этих групп ископаемых организмов, которые нередко являются предметом разногласий. Например, часть геологов (Богданович, 1965; Ананишвили, 1962; О.Джанелидзе, 1964; Багдасарян, 1965; Минашвили, 1986 и др.) придерживаются мнения о трехчленном делении чокрака, тогда как другие исследователи (Мерклин, 1950; Чиковани, 1964; Гончарова, 1989; Крашенинников, 2003) подразделяют чокрак на два подъяруса.

Верхняя граница чокракского региоаруса у исследователей практически не вызывает никаких сомнений, поскольку на всей территории Западной Грузии чокрак заканчивается характерным позднечокракским моллюсковым ценозом, состоящим из *Donax (Paradonax) tarchanensis* Andrus., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Lutetia (Davidaschvilia) intermedia* Andrus. На этом же стратиграфическом уровне непосредственно под караганскими слоями исчезают почти все виды фораминифер и вид-индекс этого стратона *Perforocalcinella fusiformis* Vona. Дискуссия разгорается при проведении нижней границы, непосредственно связанной с определением возраста т. н. "спириалисовых глин", согласно залегающих между несомненным тархном (фауна слоя *Pecten denudatus* по Н.И.Андрусову) и слоями с богатой (свыше 100 форм) фауной моллюсков и фораминифер (Жижченко, 1940; Богданович, 1965; О. Джанелидзе, 1970).

С полной уверенностью можно сказать, что проведение нижней границы чокрака в мелководной и переходной фациях (окр. сс.Чкуми, Циперчи, Агви, Гвириши) не представляет никакой трудности, поскольку над верхнетарханскими слоями с видами-индексами (*Nucula nucleus* L., *Polinices helicina* Brocc., *Nassa tamanensis* David.) согласно залегают мелко- и крупнозернистые песчаники с прослоями глинистых песчаников с чокракской фауной - *Maetra bajarunasi* Koles., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andrus., *Paphia taurica* (Andrus.) Vajar. и др. Трудности размежевания этих региоарусов дают о себе знать в основном в тех регионах, где они представлены глубоководными (псевдоабиссаль глубиной до 200 м по Б.П.Жижченко) однообразными глинисто-песчаными породами, по времени совпадающими с этапом развития т. н. "спириалисовых глин". На этом стратиграфическом уровне как на территории Грузии (разрезы в окр. сс.Сачино, Мухури, Агви, Архашени и др.), так и на огромной площади Восточного Паратетиса фауна скудна и однообразна. В верхнем тархане и нижнем чокраке очень много общих, не имеющих определенного стратиграфического значения, макро- и микроорганизмов. В принципе в этом явлении нет ничего удивительного, так как по общему признанию исследователей вся малакофауна (как и фораминиферы) образовалась из тарханских предковых форм.

Нельзя не отметить весьма интересный, по нашему мнению, факт, что на территории Грузии в низах спириалисовых глин (мощн. до 200 м) после полного исчезновения видов-индексов тархана, как правило, в отличие от разрезов Северного Кавказа и Крыма, появляется несколько характерных видов, таких как *Maetra bajarunasi* Koles., *Ervilia praepodolica praepodolica* Andr., *Trochus kertchensis* Usp. и др. Следовательно, на территории Западной Грузии возраст спириалисовых глин, за исключением крайне нижней (1-5 м) части, несомненно следует отнести к чокракскому региоарусу.

Мы не исключаем, что это явление на территории Грузии вызвано средними глубинами (менее 100 м) позднетарханского и раннечокракского морей, с благоприятной биотической и абиотической средой для видообразования и превращения предковых тарханских форм в новые виды и подвиды, реже и в роды. Тогда как территория Северного Кавказа и Крыма в упомя-

нутых эпохах была покрыта глубоководным, псевдоабиссальным морем, средой затрудненного газообмена, дефицитом кислорода, света и органики.

Не менее интересные данные показали исследования последних лет по нанопланктону, для разграничения чокракских отложений от смежных стратонов. Выяснилось, что во всех разрезах Западной Грузии после исчезновения тарханского вида-индекса *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre в комплексе альгофлоры тут же появляется *Perforocalcunella fusiformis* Bona, который на данной территории не встречается за пределами чокракского региояруса, хотя Бона, впервые выделивший этот вид в 1964 г. (Bona, 1964) из местонахождения гор Мечек и Гидао (Венгрия), указывает на его широкий стратиграфический диапазон – миоцен-нижний палиоген.

Подытоживая все вышеизложенное, нужно отметить, что детальные исследования указанных выше групп организмов (моллюски, фораминиферы, нанопланктон) из чокракских отложений Западной Грузии и наблюдения за закономерностью их распределения как по вертикали, так и латерали, а также их взаимоотношение с фациальными изменениями, дали нам возможность, в отличие от некоторых геологов, предлагавших двухчленное деление чокракского региояруса, подтвердить мнение ряда исследователей о подразделении его на три самостоятельных подъяруса. Этот вывод основывается на трех качественно четко различающихся друг от друга фаунистических комплексах, отражающих историю их развития и соответствующих трем этапам смены биотических и абиотических условий чокракского бассейна, не только на территории Грузии, но и на большей части Восточного Паратетиса.

Литература

- Ананиашвили Г.Д. (1962) Фауна и стратиграфия миоценовых отложений Лечхуми. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси.
- Ананиашвили Г.Д. (1966) Описание миоценовых отложений разреза р.Инцра (Западная Грузия) //Сообщ. АН ГССР. 44. №1. С.131-136.
- Ананиашвили Г.Д. (1967) Стратиграфия нижне- и среднемиоценовых отложений Лечхуми //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.15. С. 81-122.
- Ананиашвили Г.Д. (1985) Территория Грузии и смежные с ней регионы в тарханское время //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 90. 217 с.
- Багдасарян К.Г. (1959) Некоторые новые данные о тарханском горизонте Грузии //Сообщ. АН ГССР.Т. 32. №2. С. 179-184.
- Багдасарян К.Г. (1965) Развитие моллюсковой фауны чокрака Грузии //Тр. Ин-та палеоб. АН ГССР. Тбилиси: Мецниереба. 230 с.
- Бидзинашвили Л.М. (1972) Моллюсковая фауна среднего миоцена южной части Имерети и ее стратиграфическое значение //Тр. ВНИГНИ. Вып.115. М.: Недра. С.48-55.
- Бидзинашвили Л.М. (1974) Стратиграфия и моллюсковая фауна среднего миоцена Имерети (Западная Грузия). Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 20 с.
- Богданович А.К. (1965) Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса //Тр. КФ ВНИИ. Л.:Недра. Вып. 16. 115 с.
- Вахания Е.К. (1959) Стратиграфия нижнемиоценовых отложений Грузии //Изв. Геол. об-ва ГССР. Т.1. Вып. 1. 85 с.
- Гамкрелидзе П.Д. (1949) Геологическое строение Аджара-Триалетской складчатой системы //Тр. ГИН АН ГССР. Монографии. №2. Тбилиси. 360 с.
- Гамкрелидзе И.П. (2003) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.
- Гончарова И.А. (1989) Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов //Тр. ГПИИ АН СССР. Т.234. 200 с.
- Гуджабидзе Г.Е. (1967) Геологическое строение средней части междуречья Ингури-Цхенисцкали (Западная Грузия). Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Джанелидзе А.И. (1940) Геологическое наблюдение в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Изд-во Груз. фил. АН СССР. 285 с.
- Джанелидзе О.И. (1964) Стратиграфическое расчленение нижне- и среднемиоценовых отложений Грузии по фораминиферам //Вопросы геол. Грузии. Тбилиси: Мецниереба. С.339-348.

- Джанелидзе О.И. (1970) Фораминиферы нижнего и среднего миоцена Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 172 с.
- Дзвеляя М.Ф. (1947) Некоторые новые данные о стратиграфии миоцена северного склона Аджаро-Триалетского хребта //Бюлл. Грузнефти. 1-2.С. 66-68.
- Дзвеляя М.Ф. (1952) Новые данные о тарханском горизонте Мегрелии //ДАН СССР. Т. 85.№5.
- Жижченко Б.П. (1940) Нижний и средний миоцен //Стратиграфия СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР. Т.12. Неоген. С.11-227.
- Ильин С.И. (1929) Геологическое исследование в Гурийском нефтеносном районе //Изв. Геол. ком. Т. 48. 52 с.
- Ильин С.И., Эберзин А.Г. (1935) Очерк геологического строения полосы третичных отложений южной Абхазии //Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 54. 48 с.
- Козлов А.Л. (1932) Предварительный отчет о геологических исследованиях в Сухумском уезде в 1929 г. //Изв. ВГРО. 33 с.
- Крашенинников В.А. (2003) Биостратиграфия среднемиоценовых отложений Восточного Паратетиса //Тр. ПИН АНР. Т.XXXI. Вып. 33. 287 с.
- Кузнецов И.Г. (1937) Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имерети //Мат. Международн. XVII Геол. конгр. ГОНТИ. 123 с.
- Лалиев А.Г. (1964) Майкопская серия Грузии. М.: Недра. 308 с.
- Маслов К.С. (1937) О миоцене Гурии //Изв. АН СССР. Отдел матем. и естеств.наук. Вып.5. 42с.
- Мерклин Р.Л. (1950) Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь //Тр. ПИН АН СССР. Т 28 95 с.
- Минашвили Ц.Д. (1986) Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому нанопланктону. Кандид. дисс. Фонды ГИН АН ГССР. Тбилиси. 207 с.
- Попхадзе Л.И. (1983) Фораминиферы и остракоды чокракских отложений Рачинско-Лечхумской синклинали (Западная Грузия) //Сообщ. АН ГССР. 110. № 3. С. 541 -544.
- Чанишвили А.И., Дзвеляя М.Ф.(1940) О присутствии онкофоровых слоев в Гурии //ДАН СССР. № 9. С . 512 – 515.
- Чиковани А.А. (1960) Стратиграфия и фации миоцена северных предгорий Имеретинского хребта. Тр. ГИН АН ГССР. Т. XI (XVI).
- Чиковани А.А. (1964) Средний миоцен //Геология СССР. Т.Х. Ч.1. Грузинская ССР. М.: Недра. С. 200 – 225.
- Ananiashvili G. (1978) Stratigrafica charakteristika miocennykh ulozenin Grusinska //Geol. Ustav D. Stura. Geologicke Pravy 96. S. 136-148.
- Bona J. (1964) Cocolithophorida – vizsgalatok a meesekei neogen retegekben //Föld. Közl. vol.94. №1. P.121-135.
- Minashvili Ts. (1992) Calcareous Nannofossil Biostratigraphy and Corelation of Oligocene and Miocene Deposits of Georgia //Mem. di scienze geologiche. All/al vol. XLIII. P. 277-282.

RECENT OSTRACODES OF THE CENTRAL SECTOR OF THE BLACK SEA GEORGIA

L. Popkhadze

Recent Ostracodes of the Central Sector of the Black Sea Georgia. L. Popkhadze. Ministry of Education and Sciences. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology. M. Alexidze str. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia. (geolog@gw.acnet.ge)

At the present stage of research is actual the ecology and vital activity of the eastern part of the Black Sea (Georgia). With that end in view were studied ostracodes found in modern deposits of the central sector of the Black Sea. Qualitative and quantitative distribution of each group of ostracodes will give full idea on the ecological condition of the basin. In recent sediments of the above mentioned sector of the Black Sea of Georgia, at different depth - environs of Poti (41°33, 42°15), (41°30, 42°10), village Ureki up to Qobuleti (41°40, 42°00), (41°40, 41°50), Batumi (41°40, 41°44), (41°40, 41°38) are found shells of ostracode species of various genera: *Paradoxostoma*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Hemicytherura*, *Semicytherura*, *Paracytheridea*, *Loxoconcha*, *Carinocythereis*, *Xestoleberis*. Together with ostracodes are found foraminifers and mollusks. Ostracodes are mainly of the Mediterranean and Atlantic origin. According to ecological data of the studied ostracodes it is possible to establish, that they adapt to the salinity above 11‰ and feel well in fine- and medium-grained sandstones, argillaceous sandstones, clays deposited at a depth of 20-30m.

შავი ზღვის საქართველოს ცენტრალური სექტორის თანამედროვე ოსტრაკოდები. ლ.პოპხაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

ეკოლოგიის თანამედროვე ეტაპზე აქტუალურია შავი ზღვის აღმოსავლეთ ნაწილის (საქართველო) ეკოლოგია და მისი სიცოცხლისუნარიანობა. ამ მიზნით შევისწავლეთ შავი ზღვის ცენტრალური სექტორის თანამედროვე ნალექებიდან მოპოვებული ოსტრაკოდები. ოსტრაკოდების თითოეული ჯგუფის ხარისხობრივი და რაოდენობრივი გავრცელება სრულ წარმოდგენას გვაძლევს აუზის ეკოლოგიურ მდგომარეობაზე. აღნიშნული სექტორის თანამედროვე ნალექებიდან სხვადასხვა სიღრმეზე – ქ. ფოთის (41°33, 42°15), (41°30, 42°10), სოფ. ურეკიდან ქ. ქობულეთამდე (41°40, 42°00), (41°40, 41°50) და ქ. ბათუმის (41°40, 41°44), (41°40, 41°38) მიდამოებიდან მოპოვებულია მასალა, რომელშიც ნაპოვნია ოსტრაკოდების სხვადასხვა გვარების სახეობების ნიჟარები: *Paradoxostoma*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Hemicytherura*, *Semicytherura*, *Paracytheridea*, *Loxoconcha*, *Carinocythereis*, *Xestoleberis*. ოსტრაკოდებთან ერთად ნაპოვნია ფორამინიფერები და მოლუსკები. ოსტრაკოდების სახეობები ძირითადად ხმელთაშუაზღვიური და ატლანტიური წარმოშობისაა. შესწავლილი ოსტრაკოდების ეკოლოგიური მონაცემების მიხედვით აღსანიშნავია, რომ ისინი კარგად ეგუებიან მარილიანობას 11‰ ზევით და თავს კარგად გრძობენ წვრილ და საშუალომარცვლოვან ქვიშაქვებში, თიხიან ქვიშაქვებში, თიხებში, რომელთა სედიმენტაცია მიმდინარეობდა 20-30 მ სიღრმეზე.

Современные остракоды центрального сектора Черного моря Грузии. Л.И.Попхадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. (geolog@gw.acnet.ge)

На современном этапе исследования актуальна экология и жизнедеятельность восточной части Черного моря (Грузия). С этой целью были изучены найденные остракоды из современных осадков центрального сектора Черного моря. Качественное и количественное распространение каждой группы остракод даст полное представление об экологическом состоянии бассейна. В вышеуказанном секторе Черного моря Грузии, на разной глубине, найдены створки остракод из следующих регионов: г. Поти (41°33, 42°15), (41°30, 42°10); сел. Уреки до г. Кобулет (41°40, 42°00), (41°40, 41°50); г. Батуми (41°40, 41°44), (41°40, 41°38). А именно, виды разных родов остракод: *Paradoxostoma*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Hemicytherura*, *Semicytherura*, *Paracytheridea*, *Loxoconcha*, *Carinocythereis*, *Xestoleberis*. Вместе с остракодами встречаются фораминиферы и моллюски. Остракоды в основном средиземноморского и атлантического происхождения. По экологическим данным изученных остракод можно установить, что они приспособляются к солености выше 11‰ и хорошо чувствуют себя в мелко и среднезернистых песчаниках, глинистых песчаниках, глинах седиментация которых происходила на глубине 20-30 м.

Proceeding from paleogeographical investigations it is established that the outline of the contemporary Black Sea coincides with the beginning of the Late Quaternary, in particular with the outline of the Karangatian basin. Salinity of this basin was much higher than that of the contemporary Black Sea and it had been widely connected to the Mediterranean. Further on connection between the basins ceased entirely or unilaterally. It promoted appearing of the enclosed subsaline Late Euxinic lacustrine

sea. At the terminal of the Late Euxinic and in the beginning of the Black Sea stage the connexion was renewed and as a result of the transgression some Mediterranean species have intruded into the Black Sea basin. The settled fauna had well adapted to the variations of the salinity; they had spread in the areas of low and variable salinity and in the end they developed in normal salinity waters (18-19‰). The Mediterranean species inhabiting the Black Sea are mainly euryhaline forms. The forms of Caspian origin living in the Black Sea basin were forced out or suppressed by the Mediterranean species. In the contemporary Black Sea basin are known stenohaline subsaline ostracodes of Caspian origin which endure variation of salinity from 0‰ to 5‰ and seldom to 8‰. 640 species of Crustaceans inhabit the contemporary Black Sea and the ostracodes occupy a significant position among them.

Ostracodes are reliable indicators for establishing the ecological conditions. To study them is of both theoretical and deep practical importance. Qualitative and quantitative distribution of each group of ostracodes gives complete idea on ecological state of the basin. Existence and spreading of ostracodes entirely depends on environmental factors. Wide propagation of the mentioned species of course indicates the favorable environmental conditions in the Black Sea basin – salinity, ground, temperature and oxygen. Potassium, Calcium and Magnesium, also vital for the existence and spreading of the fauna, got into the Black Sea via the rivers.

Study of fossil ostracodes is entirely based on the investigations of ostracodes inhabiting the contemporary seas. Ostracodes are of great value in stratigraphic study of sedimentary formations. The shells of the above-mentioned microfauna have been well preserved in the deposits of different age, with their help a detailed subdivision of deposits onto stratigraphical units and determination of their age is possible. They are also applied for paleogeographical and paleoecological reconstructions. The study of ostracodes is especially significant for identification of paleo-climatic conditions in the basins during the formation of oil-and-gas, coal and peat fields.

Different authors (E. Goffman, 1966; N. Dubowsky, 1939; E. Shornikov, 1967, 1969) studied recent ostracodes of the Caspian and Black Seas. As for the Eastern part of the Black Sea (Georgia), here, in recent stage of study, ecology and viability of the recent Black Sea are urgent. For this purpose it is necessary to study various fauna. We have studied the material from the recent sediments of the central sector of the Black Sea Georgia. The samples are obtained from different depth of the Black Sea. Here are defined shells of ostracodes and foraminifers as well as the embryonic mollusks.

In Kolkheti zone, northwards of town of Poti (41°33, 42°15), among the samples obtained at different depths (24m, 26m, 51m, 76m, 77m) rather well dated are patterns from a depth of 24m. Here, in dark grey micaceous fine-grained sandstones are defined following ostracodes: *Leptocythere multipunctata* (Seq.), *L. devexa* Schor., *Callistocythere flavidofusca* Rugg., *Paracytheridea paulii* Dub., *Loxoconcha rhomboidea* (Fish.), *L. pontica* Klie, *L. granulata* Sars; foraminifers: *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina seminulum* (L.); here also mollusks and otoliths are found. Are observed abundant joined shells of bivalves (ostracodes, mollusks). At a depth of 26m in the micaceous medium-grained grey sandstones following fauna is fixed: ostracodes – *Leptocythere devexa* Schor., *Loxoconcha granulata* Sars; foraminifers – *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina seminulum* (L.); mollusks from the following genera: *Hydrobia*, *Cerithium*, *Cyclichina*, *Bittium*, *Abra*, *Spisula* and otoliths.

Town of Poti (41°30, 42°10) – in dark grey clays (at a depth of 54m) the following fauna is found: foraminifers – *Ammonia beccarii* (L.); mollusks: species of genus *Polititapes* and genus *Mysella*. To the south of Poti (41°39, 42°05) at a depth of 17m, in loose, fine-grained micaceous dark sandstones, mollusks of genera *Polititapes*, *Chamelea*, *Paphia* and *Abra* are observed. Near the village Grigoleti (41°40, 42°00) at different depth (74m, 86m, 88m, 104m) in clays only shell fragments are obtained. In the environs of Poti (41°40, 41°50) in dark grey sandstones (at a depth of 19m) following fauna is fixed: ostracodes – *Paradoxostoma intermedium* Müller, *Callistocythere diffusa* (Müller), *Hemicytherura bulgarica* (Klie), *Xestoleberis decipiens* Müller, mollusks from the genera *Hydrobia*, *Abra*. Ibidem in the yellowish grey clayey sandstones (at a depth of 21m) the following fauna is defined: ostracodes – *Leptocythere multipunctata* (Seq.), *Callistocythere flavidofusca* Rug., *Semicytherura virgata* Schorn., *S. euxinica* (Caraion), *Xestoleberis cornelii* Caraion; foraminifers – *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina seminulum* (L.); mollusks – representatives of genera *Hydrobia*, *Panthenia*, *Abra*.

In the environs of Batumi (41°40, 41°44) at a depth of 11m, in black fine-grained sandstones only microfauna debris and *Abra ovata* (Phil.) are present. The same fauna is fixed in fine-grained light grey sandstones at a depth of 13m. At a depth of 18m in yellowish grey clays foraminifer *Ammonia beccarii* (L.) is present. At a depth of 20m (41°40, 41°38) in dark grey clays following ostracodes are

defined: *Leptocythere devexa* Schorn., *Callistocythere diffusa* (Müller), *Semicytherura calamita* Schorn., *Loxococoncha granulata* Sars., *Xestoleberis cornelii* Caraion, *X. aurantia* (Baird). Are also found abundant *Ammonia beccarii* (L.), mollusks - various species of genera *Hydrobia*, *Cerithium*, *Abra* and *Spisula*.

In the Black Sea region under research the studied ostracodes consist mainly of migrants from the Mediterranean and the Atlantic Ocean. In the extracted material are not established the ostracodes characteristic of the Caspian saltish basin.

Brief information on the ostracodes found in the region under study is as follows:

Paradoxostoma intermedium Muller – on the shell surface are distinctly expressed impressions musculares and rare dots. The species lives under the salinity exceeding 11‰ (pro mille). It is abundant at a depth of 30m and is spread throughout the whole southeastern coast of the Black Sea and in the Azov and Mediterranean Seas. The fossil shells are known from the Karangatian sediments.

Leptocythere multipunctata (Sequenza) – the shell surface is cellular. 1-2 tubercles, jointing with the ridge are observed. The species exists under the salinity exceeding 11‰, down to a depth of 30 m. It is spread over the whole eastern coast of the Black Sea, in the Kerch Strait, the Sea of Azov, on the coasts of Bulgaria and Roumania and in the Mediterranean. The fossil shells are known from the Karangatian sediments and also the post-Pliocene sediments of Italy.

Leptocythere devexa Schorn. – A small-size, thick, nontransparent species; its face is covered with 5-6 ribbed cellular relief. In the cells 5-7 very small hollows are observed. Ribs of the cells form 2-3 lines producing an impression of small ridges. It is a euryhaline species and lives at a depth of 1-100m on various grounds. This species is spread over the whole eastern coast of the Black Sea, the Kerch Peninsula, in the Bay of Taman, the Sea of Azov, on the Bulgarian and Rumanian seacoasts and in the Mediterranean. The fossil shells are known from the Karangatian sediments.

Callistocythere flavidofusca Ruggieri species has a thick coarse rectangular shell. Its face is dissected with ridges. The posterolateral ridge is sharply protruded, 2 frontal ridges are rounded. The small pits between the ridges are round. The species exists in different grounds at a depth of 15-100m, but most favorable is a silty bottom at a depth of 20-30m. It is spread on the eastern coast of the Black Sea, on the Rumanian seacoast, in the Mediterranean and in the Bosphorus seaside. The fossil shells are known from the Karangatian sediments and also the post-Pliocene sediments of Italy.

Callistocythere diffusa (Müller) – face of the shell is sculptured. It has ridges and between them, especially in its frontal part, very small hollows are observed and in the posterior part lateral ridge occur. The species lives in various grounds down to a depth of 13-70m. It is spread on the eastern coast of the Black Sea, on the Rumanian seacoast, in the Mediterranean and the Atlantic Ocean (the sea-coast of France). The fossil shells are known from the Karangatian sediments.

Hemicytherura bulgarica (Klie) – the shell is characterized by a cellular sculpture and flat margins. The species lives under the salinity exceeding 11‰ (pro mille). It is spread on the eastern coast of the Black Sea, on the Rumanian and Bulgaria seacoasts, in the Mediterranean and in the Bosphorus seaside, in the Strait of Kerch and the Bay of Taman. The fossil shells are known from the Karangatian sediments.

Semicytherura virgata Schornikov – on the surface of a small, oval-shaped shell a caudal growth is observed. The shell surface is covered with twisted lateral, paralelly following ridges; they produce an impression of a cellular sculpture. In each cell 4-5 little hollows are present. The species is of euryhaline type and it endures the 11-33‰ salinity. It is abundant at a depth of 25m and exists on a silty arenated bottom. This species is spread on the eastern coast of the Black Sea, on the Rumanian seacoast, in the Bay of Taman, the Sea of Azov and in the Bosphorus seaside. The fossil shells are known from the Karangatian and Holocene sediments.

Semicytherura euxinica (Caraion) – the shell face is distinguished in a reticulate sculpture and numerous ridges. The ridges are massive in the rear ventral part. The shell has a caudal growth. The noted species exists under the salinity exceeding 11‰. It is well developed down to a depth of 20-30m. Area of its propagation encloses the eastern part of the Black Sea coast, seacoast of Romania and the Sea of Azov. The fossil shells are known from the Karangatian.

Semicytherura calamita Schornikov – the shell has a reticulate relief and numerous lateral ridges on it. The rear ventral part is massively convexed and two vertical ridges are observed. The species lives on a sandy ground down to a depth of 20m. It is spread on the eastern coast of the Black Sea. The fossil shells are known from the Karangatian.

Paracytheridea paulii Dubowsky – the shell face is reticulate and in its frontal part a lateral ridge occurs, in the lower part it slightly bends backward wing-likely. There is a round tubercle behind the wing. The species exists in the sand and on a shelly floor down to a depth of 2-30m. It is spread on the eastern coast of the Black Sea, in the Crimea, on the seacoasts of Bulgaria and Rumania. Their fossil shells are known from the Karangatian.

Loxococoncha rhomboidea (Fisher) – the shell face has a cellular sculpture with tubercles and growths on it. The species is distributed down to a depth of 5-50m under the salinity exceeding 11‰. It is distributed on the eastern coast of the Black Sea, in the Crimea, the Strait of Kerch, on the seacoasts of Bulgaria and Rumania, in the Bosphorus seaside, in the Mediterranean and the Atlantic coastal zone (North America). Fossil shells are known from the Karangatian sediments of different regions and Georgia as well (T.Kitovani at all, 1991).

Loxococoncha pontica Klie – thin semitransparent shell. Its surface looks smooth, but when magnified densely situated small hollows are observed. The species is euryhaline; in the Azov-Black Sea basin it endures various salinity 0,97-32,24‰ and in other regions - 37-39‰. This species exists in silts or silty sands and is spread on the eastern coast of the Black Sea, the Strait of Kerch, on the seacoasts of Bulgaria and Romania, in the Azov Sea and the Mediterranean. The fossil shells are known from the Karangatian and Holocene sediments.

Loxococoncha granulata Sars. – the shell face is covered with small roundish hollows. The species is abundant at a depth of 20m and continues to exist down to 100m. Spreading area - the eastern coast of the Black Sea, seacoasts of Bulgaria and Rumania, the Mediterranean and coastal zone of the Atlantic Ocean. Fossil shells are known in the Karangatian sediments of Georgia as well.

The dorsal part of the *Xestoleberis decipiens* (Müller) shell is extremely curved and passes into a broadly rounded posterior margin. The anterior margin is also broadly rounded. The species lives down to a depth of 30m, under the salinity exceeding 11‰. It is spread in the coastal zone of the Black Sea Caucasia, in the Taman Bay, Kerch Strait, in the coastal zones of Bulgaria and Romania, in the Mediterranean and the Bosphorus seaside. Fossil shells are known from the post-Pliocene sediments (Italy).

Xestoleberis cornelii Caraion is an inequitrilateral, thin, transparent, smooth lustrous species. The shell has dense white spots. The species exists mainly in silt down to a depth of 1,5-90m, salinity exceeds 11‰. It is distributed in the coastal zone of the Black Sea Caucasia, Kerch Strait, in the coastal zones of Bulgaria and Romania and in the Mediterranean. Fossil shells are known from the Karangatian sediments.

Xestoleberis aurantia (Baird) has an inequitrilateral thin transparent shell and its face is covered with white spots. The species is broadly euryhaline. Salinity conditions - 2-60‰. It is distributed in the coastal zone of the Black Sea, Kerch Strait, seacoast of Bulgaria, in the Azov and Mediterranean Seas and in the Atlantic Ocean. Fossil shells are known from the Karangatian, New Euxinic and Holocene sediments.

References

- Goffman E. (1966) Ecology of the Recent and the New-Caspian Ostracodes of the Caspian Sea. M.: Nauka.
- Dubowsky I. (1939) Materials on the Perception of Ostracode Fauna of the Black Sea. Proceedings: Karadag. Biol. Stratigraphy. P.5
- Kitovani T., Imnadze Z., Torozov R. (1991) Stratigraphy of Anthropogenic Sediments. In: "Georgia in Anthropogene". //Tbilisi: Sakartvelo. P.10-44.
- Shornikov E. (1967) The Black and Azov Sea Ostracode Fauna in Ecological and Zoogeographical Aspects. In: "Bentic Biocenosis and Biology of Benthic Organisms of the Black Sea". Kiev: Naukova Dumka. P.122-143.
- Shornikov E. (1969) The Ostracoda Subclass or Shelly Crustaceans – Ostracodes. In: "Determinant of the Black and Azov Sea Fauna". Kiev: Naukova Dumka. P.163-260.

OSTRACODES FROM THE KARANGATIAN SEDIMENTS OF GURIA (WEST GEORGIA)

L. Popkhadze

Ostracodes from the Karangatian Sediments of Guria (West Georgia). L. Popkhadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M. Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

The Karangatian sediments of Georgia are spread in Abkhazia, on the Kolkheti plane (ascertained in bore holes), in Guria and they are dated only by mollusk fauna. At the recent stage of researches alongside with mollusk fauna study of microfauna, especially ostracodes is significant. In the paper are established ostracodes fixed in the Karangatian sediments of Guria. Along the Makhharadze-Supsa road to the East of Bitumen factory, on the mountain of Tsvermagala in sands and arenaceous sandstones ostracodes of Karangatian age are fixed. These ostracodes are from the following genera: *Aglaiocypris*, *Ilyocypris*, *Candona*, *Eucythere*, *Cyprideis*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Carinocythereis*, *Aurila*, *Heterocythereis*, *Laxoconcha*, *Semicytherura*, *Xestoleberis*, *Cytherois*. The majority of ostracodes inhabiting the Karangatian basin are of the Mediterranean and Atlantic origin. The above sediments by ostracodes belong to the upper part of the Karangatian they are represented by the ostracodes characteristic of the shallow basins – sandstones, sands and lumachelle presumably deposited in the 25-30m deep basin that is justified by ecological data concerning the analogous contemporary Mediterranean and Black Sea fauna.

გურიის კარანგატული ნალექების ოსტრაკოდები (დასავლეთ საქართველო). ლ.პოპხაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

საქართველოში კარანგატული ნალექები გავრცელებულია აფხაზეთში, კოლხეთის დაბლობზე (დადგენილია ჭაბურღილებით), გურიაში და დათარიღებულია მხოლოდ მოლუსკური ფაუნით. კვლევის დღევანდელ ეტაპზე მოლუსკებთან ერთად მნიშვნელოვანია მიკროფაუნის, კერძოდ ოსტრაკოდების შესწავლა. შრომაში მოცემულია გურიის კარანგატულ ნალექებში მოპოვებული ოსტრაკოდები. მახარაძე-სუფსის გზაზე ბითუმის ქარხნის აღმოსავლეთით, წვერმაღალას გორაზე ქვიშებში და ფხვიერ ქვიშაქვებში ნაპოვნია კარანგატული ასაკის ოსტრაკოდები შემდეგი გვარებიდან: *Aglaiocypris*, *Ilyocypris*, *Candona*, *Eucythere*, *Cyprideis*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Carinocythereis*, *Aurila*, *Heterocythereis*, *Laxoconcha*, *Semicytherura*, *Xestoleberis*, *Cytherois*. კარანგატულ აუზში მობინადრე ოსტრაკოდების უმრავლესობა ხმელთაშუაზღვიური და ატლანტიური წარმოშობისაა. აღნიშნული ნალექები ოსტრაკოდების მიხედვით ეკუთვნის კარანგატულის ზედა ნაწილს და წარმოდგენილია თხელი ზღვისთვის დამახასიათებელი ნალექებით – ქვიშაქვები, ქვიშები, ლუმამული, რომლებიც სავარაუდოდ ილექებოდა 25-30 მ სიღრმის აუზში, რაც დასტურდება თანამედროვე ხმელთაშუა ზღვის და შავი ზღვის ანალოგიური ფაუნის ეკოლოგიური მონაცემებით.

Остракоды карангатских осадков Гурии (Зап. Грузия). Л.И.Попхадзе. Юридическое лицо общественного права Институт Геологии им. Александра Джanelidze, ул. М. Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси. (geolog@gw.acnet.ge)

Карангатские отложения в Грузии распространены в Абхазии, на равнине Колхети (вскрыты буровыми скважинами), в Гурии и они датированы только моллюсковой фауной. На уровне современного исследования совместно с моллюсковой фауной значительно изучение микрофауны, особенно остракод. В работе даны остракоды найденные в карангатских отложениях Гурии. На дороге Махарадзе-Супса восточнее Битумного завода, на горе Цвермагала, в песках и рассыпчатых песчаниках найдены виды остракод карангатского возраста из следующих родов: *Aglaiocypris*, *Ilyocypris*, *Candona*, *Eucythere*, *Cyprideis*, *Leptocythere*, *Callistocythere*, *Carinocythereis*, *Aurila*, *Heterocythereis*, *Laxoconcha*, *Semicytherura*, *Xestoleberis*, *Cytherois*. Большинство найденных остракод в бассейне карангата средиземноморского и атлантического происхождения. Указанные осадки по остракодам принадлежат верхней части карангата и представлены осадками характеризующими мелководные бассейны – песчаники, пески, ракушечник, которые отлагались в бассейне глубиной примерно 25-30 м. Это подтверждается экологическими данными аналогичной фауны современного средиземноморья и Черного моря.

In Georgia, Karangatian terraces are observed in Abkhazia in the vicinity of village Leselidze to the southeast of the Bzipi river-gorge. Natural outcrops are observed on the right bank of the river Gumista and near the Sukhumi railway station. In the coastal zone of Kolkheti lowland, between the rivers Enguri and Supsa, the Quaternary sediments are represented with terraces. Lithologically it consists of loams, gravel, clayey aleurolites and sands. Thickness of these sediments is 260m and the Karangatian sediments are 40m thick. The above sediments are justified in boreholes at a depth of

150m (M Dzvelaia, 1956). The Karangatian sediments have been dated by mollusks and ostracodes. These sediments are spread in a form of terraces between the Supsa and Sepa riverheads. In the environs of Ureki railway station, close to village Natanebi on the Mount of Tsvermagala they are represented by sediments characteristic of the shallow sea – sandstones, sands; they comprise shells and presumably were deposited in a 25-30m deep basin. It is confirmed with ecological data of the recent Mediterranean and Black Sea fauna. The Karangatian sediments of a deep-sea are known below the recent Black Sea level.

In Georgia the Karangatian sediments are dated only by mollusk fauna (A. Eberzin, 1940). At the present-day stage of research is important to study both mollusks and microfauna; they can help to revise the detailed stratigraphic subdivision, revealing of main development stages of microfauna from Karangatian sediments and to determine their origin. For this purpose, the paper deals with the microfauna obtained from the Karangatian sediments of Guria.

The changes of hydrological regime during the Quaternary had been determined with alternation of transgressions and regressions from the Mediterranean and Caspian Seas; it caused substitution of the “Mediterranean” and “Caspian” types of fauna.

During the periods of the Pleistocene fauna development, the existing subsaline fauna had been suppressed or extinct (the Karangatian and Black Sea) due to intrusion of the Mediterranean fauna of normal or near to normal salinity. During the Karangatian development and spreading of fauna depended on the changes in hydrological regime stipulated with the renewal of the connexion between the Mediterranean and the above basin. At the beginning and the end of the Karangatian the marine fauna is depauperated. In the middle part composition of fauna is diverse. In early Karangatian are spread euryhaline species; they had intruded from the Mediterranean. Gradual increase of salinity caused extinction of subsaline fauna (ostracodes – genera *Leventalina*, *Caspiolla*, *Mediocythereis*). In spite of this, some species preserved after the Uzunlarian have been adapted to the marine regime of the Karangatian. Some of the ostracodes settled in desalinated areas near the river mouths. The subsaline fauna did not restore its typical “Caspian” species. In the Karangatian basin occurred new migrates from genera *Carinocythereis*, *Aurila*, etc. The Karangatian fauna with its qualitative composition is diverse. At the same period of time also wide spreading of foraminifers- miliolides and nonionides is observed (V. Didkovsky, 1966).

In Guria, on the Makharadze-Supsa road, to the East of Batumi factory, on the mount of Tsvermagala in sands and arenaceous sandstones the Karangatian ostracodes are fixed:

Aglaiocypris complanata (Brady et Robertson)

Ilyocypris biplicata (Koch.)

Candona compressa (Koch.)

Eucythere declivis parva Br. et Rob

Cyprideis littoralis (Brady)

Leptocythere devexa Schorn

L. macallena (Br. et Rob)

L. histriana Caraion

Callistocythere flavidofusca Ruggieri

C. diffusa (Müll.)

Carinocythereis rubra (Müll.)

C. carinata (Roem.)

Aurila dubowskyi Schorn.

Heterocythereis reticulata Schorn..

Loxococoncha rhomboidea (Fish.)

Lox. lepida Step.

Lox. elliptica (Brady)

Lox. pontica Klie

Lox. granulata Sars

Semicytherura virgata Schorn.

Xestoleberis cornelii Caraion

Cytherois valhanovi Klie

According to ostracodes these sediments belong to the upper part of Karangatian. The species have various forms of shell sculpture: sculptured (ridges, knolls), sharply and feebly expressed cellular, reticulate and smooth shell surfaces. These ostracodes are euryhaline and eurythermal forms, but they live within the range of definite lower and upper salinity. These species live under the salinity

exceeding 11‰ (pro mille). The upper limit of the salinity is 18-22‰. It is remarkable that some species can endure variation of salinity from 11‰ to 37-39‰; they are: *Semicytherura virgata*, *Leptocythere histriana* Caraion, *Lox. pontica* Klie, *Lox. elliptica* (Brady), *Xestoleberis cornelii* Caraion.

The Mediterranean species that had invaded the Karangatian basin got into the conditions of a different regime of salinity and temperature. Some species underwent partial changes in morphology; they had not suffered intensive modifications. These changes fall within the species defining norms. One and the same ostracode species of the Karangatian and Black Sea stage basins differ from the same species of the Mediterranean. Such a variance was up to different conditions – decrease in salinity and a temperature.

The ostracodes of the Mediterranean origin with a sculptured shell relief are less differentiated. They are more like the Mediterranean ostracodes in their embryonic stage of development, when sculpture of their valves is feebly pronounced. It is vivid on the shells of *Callistocythere flavidofusca* Ruggieri and *L. macallena* (Br. et Rob.). The last one is getting similar to the Atlantic species. Plain test species of *Aglaioocypris complanata* (Br. et Rob.) differs by nature, but it also has an appearance of Atlantic species. Differences are observed in the Atlantic mollusk fauna as well. One can explain it with the ecological conditions in the Karangatian basin. Under the lowering of salinity and temperature, the ostracodes had aptitude to respective changes. In this case, some investigators (L. Nevesskaia, 1965; E. Shornikov, 1967) have not distinguished subspecies; they considered these species as ecological forms (ecological morphs).

In the modern Black Sea, the majority of ostracodes, settling the Caucasian coast (up to Batumi) is found in the Karangatian sediments. The identical species almost not differ from each other. Slightly differ *Aurila dubowskyi* Schorn. and *Carinocythereis carinata* (Roem.). The last one had the aptitude of changing the test sculpture according to basin conditions. The majority of the Karangatian and the Black Sea stage ostracodes as well as the ostracodes inhabiting the modern Black Sea belong to the Mediterranean. And also exist Atlantic species common for them; some of these species are not known in the Mediterranean (*Cytherois vitrea* Sars, *Eucythere declivis parva* Br. et Rob., *Paradoxostoma variabile*, (Baird), they are fixed in the modern Black Sea (E. Shornikov, 1967).

References

- Dzvelaia M. (1956) On the Karangatian Layers of the Foreland of the Kolkheti Lowland //Proceedings of the Acad. of Sci. of the USSR. Vol. 106. 3. Moscow. P. 514-515.
- Didkovsky V. (1966) Stages of Foraminifer Development in Ponto-Caspian Region in the Gallicia-Podolsk Bay Since The Miocene to the Present Day Inclusive //Proceedings of the VIII Conference of RPS. M.: Nedra. P.183-189.
- Nevesskaia L. (1965) Late Quaternary Bivalve Mollusks of the Black Sea, Their Taxonomy and Ecology //Proceedings of Paleontological Institute. Vol. 105. M.: Nauka. P. 1-390.
- Shornikov E. (1967) The Black and Azov Sea Ostracode Fauna in Ecological and Zoogeographical Aspects /In: "Bentic Biocenosis and Biology of Benthic Organisms of the Black Sea". Kiev: Naukova Dumka. P.122-143.
- Eberzin A. (1940) On the Fauna from Marine Terraces of Abkhazia //Bulletin of the Comission for the Quaternary Period. N 6-7. M. Acad. of Sci. of the USSR. P.131-136.

МОРФОГЕНЕЗ РАКОВИНЫ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *HOLCODISCUS UHLIG* (AMMONOIDEA)

И.В.Кванталиани, М.З.Шарикадзе

Морфогенез раковины представителей рода *Holcodiscus Uhlig* (Ammonoidea). И.В.Кванталиани¹, М.З.Шарикадзе². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (ikvantaliani@mail.ru), ²Грузинский технический университет, ул. М.Костава, 77, 0175 Тбилиси, Грузия (kelep1959@mail.ru).

Впервые приводятся результаты исследования морфогенеза раковины представителей барремских широко распространенных двух видов аммонитов рода *Holcodiscus Uhlig*. На основании изучения септальной линии в онтогенезе установлено, что она развивается за счет дифференциации первичного седла, расположенного между умбиликальной (U) и интернилатеральной (I) лопастями. Аналогичная модель развития септальной линии установлена ранее для трех других родов семейства *Holcodiscidae*, рассматриваемое в надсемействе *Desmoceratoidea*.

Holcodiscus Uhlig (Ammonoidea) გვარის წარმომადგენელთა ნიჟარის მორფოგენეზი. ი.კვანტალიანი¹, მ.შარიაძე². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (ikvantaliani@mail.ru), ²საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, მ.კოსტავას ქ., 77, 0175 თბილისი (kelep1959@mail.ru).

პირველად მოცემული ფართოდ გავრცელებული ბარემული ამონიტის 2 *Holcodiscus Uhlig*-ს ორი სახეობის ნიჟარის მორფოგენეზური კვლევის შედეგები. გამოირკვა, რომ ტიხრის საზი ვითარდება უმბილიკურ (U) და ინტერნილატერალურ (I) უბეებს შორის არსებული პირვანდელი უნაგირის დიფერენციაციის ხარჯზე. ტიხრის საზის განვითარების ანალოგიური მოდელი ადრე დადგენილი იყო *Holcodiscidae* ოჯახის სხვა სამი გვარის წარმომადგენლებში. აღნიშნული ოჯახი მიკუთვნებულია *Desmoceratoidea*-ს ზეოჯახს.

Shell Morphogenesis of *Holcodiscus Uhlig* (Ammonoidea) Genera Representatives. I.Kvantaliani¹, M.Sharikadze². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (ikvantaliani@mail.ru), ²Georgian Technical University, M. Kostava st. 77, Tbilisi 0175, Georgia (kelep1959@mail.ru).

Results of morphogenetic study of shells of two widespread species of the Barremian ammonites of genus *Holcodiscus Uhlig* have been introduced for the first time. On the basis of study of septal line in ontogeny is established, that it is developed at the expense of differentiation of the initial saddle disposed between the umbilical (U) and internilateral (I) lobes. The similar pattern of septal line development had been established earlier for three other genera of the family *Holcodiscidae*; this family has been treated in the superfamily *Desmoceratoidea*

В комплексе раннебарремских аммонитов Средиземноморской палеозоогеографической области преобладают представители семейства *Holcodiscidae*. Их значение как в биостратиграфических, так и палеонтологических исследованиях неуклонно возрастает, что подтверждается работами многих лет (Михайлова, 1973; Busnardo, 1984; Котетишвили, 1986; Immel, 1987; Кванталиани, 1989; Безносков, Михайлова, 1991; Hoedemaeker et al., 1993; Autran, 1993; Kvantaliani, Sakhelashvili, 1996; Vermeulen, 1999; Кванталиани и др., 1999; Кванталиани, Сахелашвили, 2005 и др.).

После установления Л.Спэтом (Spath, 1923) семейства *Holcodiscidae*, появились публикации, касающиеся филогении и систематики рассматриваемого таксона. В дальнейшем происхождение и вопросы систематики данного семейства отдельными исследователями трактовались по-разному.

Е.Басс (Basse, 1952) *Holcodiscidae* относил к надсемейству *Desmoceratoidea*. М.С.Эристави (1955) типичный представитель семейства *Holcodiscidae* 2 *Holcodiscus* (с под родами *Spitidiscus* и *Astieridiscus*) включил в семейство *Olcostephanidae*. Вслед за Е.Басс (1952), В.Аркелл, Б. Каммел, Ч.Райт (Arkell et al., 1957) и позднее О.Шиндевольф (Schindewolf, 1966) *Holcodiscidae* отнесли к надсемейству *Desmoceratoidea*. В 60-х годах были опубликованы работы Й.Видманна (Wiedmann, 1966; Wiedmann, Dieni, 1968), затрагивающие вопросы систематики семейства *Holcodiscidae*. Касаясь возможного происхождения надсемейства *Desmoceratoidea*, И.А.Михайлова (1973), изучив особенности онтогенеза *Puzosia mayoriana* Orb. и разделяя мнение О.Шиндеволь-

фа (Schindewolf, 1966), говорит о литоцератидном их происхождении. Чуть позже, принимая во внимание мнение Й.Видманна, Ч.Райт (Wright, 1980) рассматриваемое семейство относит к надсемейству Perisphinctoidea, указывая на предковое подсемейство Olcostephaninae, о чем утверждалось еще ранее Л.Спэтом (Spath, 1939). Й.Кульман и Й.Видманн (Kulmann, Wiedmann, 1970), а позднее и Г.Иммел (Immel, 1987) в составе того же надсемейства рассматривали Holcodiscidae. Н.В.Безнососов и И.А.Михайлова (1991), изучая высшие таксоны юрско-меловых аммоноидей, семейство Holcodiscidae включали в надсемейство Desmoceratoidea (подотряд Perisphinctina Besnosov et I.Michailova), увязывая его происхождение с юрскими Perisphinctoidea. И.В.Кванталиани (1989) Holcodiscidae временно относил к надсемейству Olcostephanoidea Pavlow, 1892.

Нет единого мнения и в отношении объема семейства Holcodiscidae. Чаще всего в нем фигурируют многочисленные роды – *Spitidiscus*, *Holcodiscus*, *Astieridiscus*, *Parasaynoceras*, *Methahoplites*, *Plesiospitidiscus*, *Holcoptychites*, *Gymnoplites*, *Almohadites* и *Jeanthieuloyites*. Из перечисленного состава предстоит выяснить, какие из них должны остаться в рассматриваемом семействе. Это особенно касается родов *Gymnoplites*, *Jeanthieuloyites* и *Almohadites*.

Судить о семейственной принадлежности *Gymnoplites* Spath, 1933 из-за отсутствия изображения типового вида – невозможно, и, следуя за американскими палеонтологами (Arkell et al., 1957; Wright et al., 1996), оставляем его в Holcodiscidae под вопросительным знаком. Изучив септальную линию *Almohadites* Wiedmann в онтогенезе, Й.Видманн (Wiedmann, 1966) условно отнес его к семейству Holcodiscidae. Однако полагаем, что развитие септальной линии сравнимо с таковой у изученных ниже типичных представителей Holcodiscidae. Поэтому этот род справедливо рассматривается как полноправный член в составе изучаемого семейства. Род *Jeanthieuloyites* в новой редакции в американских основах палеонтологии (Wright et al., 1996) принят в качестве младшего синонима рода *Olcostephanus*. Однако, принимая во внимание морфологические признаки раковины, данный род ближе стоит к Holcodiscidae, нежели к Olcostephanoidea. Соответственно, его относим к семейству Holcodiscidae.

Отмеченные выше резкие расхождения во взглядах безусловно являются следствием недостаточной изученности морфогенеза раковины, в первую очередь септальной линии представителей Holcodiscidae. Именно поэтому самого пристального внимания заслуживают те работы, в которых рассматривается развитие септальной линии представителей упомянутого семейства.

Онтогенетическое изучение септальной линии представителей семейства Holcodiscidae приводится лишь в работах О.Шиндевольфа (Schindewolf, 1966) и Й.Видманна (Wiedmann, 1966). В частности, О.Шиндевольфом изучен *Holcoptychites* aff. *nequensis* (R.Douv.), Й.Видманном 2 *Spitidiscus alcoiensis* (Nick.) и *Almohadites subcamelinus* (Wiedm.). Во всех случаях септальная линия развивается однотипно: новые элементы зарождаются (и развиваются) в результате расчленения первичного седла, расположенного между лопастями U и I.

Ниже предлагаются результаты изучения двух представителей рода *Holcodiscus*, дополняющие существующие представления о морфогенезе раковин данного семейства.

Материалом для исследования послужили сборы аммонитов, произведенные в отложениях баррема в окр. с. Партизанское Крымского полуострова.

Образцы хранятся в Монографическом музее Института геологии им. А.И.Джанелидзе под коллекционным № 108.

Надсемейство Desmoceratoidea Zittel, 1895

Семейство Holcodiscidae Spath, 1924

Род *Holcodiscus* Spath, 1924

Материал. Среди многочисленных раковин (более 100 экземпляров) всего лишь два оказались удовлетворительной сохранности, пригодных для изучения онтогенеза септальной линии, поперечного сечения и скульптуры – *Holcodiscus gastaldinus* Uhlig и *H. karakaschi* Breskovski. Полный морфогенез изучен у первого из названных видов, а у второго лишь начальных оборотов.

Поперечное сечение оборотов на протяжении всего онтогенеза имеет низкую эллипсоидальную форму со значительным превышением толщины над высотой (рис. 1). Обороты перекрывают друг друга наполовину. Пупок довольно узкий и глубокий.

Скульптура. Первые три с проловиной оборота раковины гладкие. К концу четвертого, в виде штрихов, начинают появляться тонкие ребрышки, отчетливо видимые на боковых сторонах. На границе боковой и вентральной сторон ребра сопровождаются четкими боковыми буго-

рками, удлинненными вдоль ребер, в которых они делятся на две или (реже) на три ветви. На пятом обороте скульптура вполне сформирована. Присутствуют отчетливо выраженные пережимы, ограниченные валиками. Между пережимами расположены 6-7 ребер, сопровождаемые боковыми бугорками, намечающимися уже в начале O_4 (см. рис 1, II). На боковых сторонах ребра наклонены в сторону устья, а на вентральную сторону переходят прямолинейно.

Протококш мелкий, валиковидный; $D_p=0,29$ мм, $D_{II}=0,30$ мм (см. рис. 1, Ша-в).

Септальная линия. Просутира трехлопастная – LUI . Наиболее мелкая из них, умбиликальная лопасть (U) находится на шовной линии. Как правило, новые элементы возникают в области шовной линии. Параллельно с этим усложняются другие основные лопасти и седла. Следующая зарисованная линия расположена во второй половине первого оборота. Она состоит из пяти основных лопастей – $(V_1V_1)LU:ID$. На следующей стадии роста ($O_{1,5}$), вблизи вершины седла U/I , у шовной линии зарождается лопасть U^1 . Формула септальной линии выражена следующим образом $2(V_1V_1)LU:U^1ID$. Дальнейшее изменение септальной линии прослеживается до половины пятого оборота. В середине третьего оборота седло, расположенное между U^1 и I , постепенно воздымается, а лопасть U^1 углубляется и расширяется. В дальнейшем новые элементы образуются за счет расчленения последнего элемента (U^1). Лопастей обычно различной глубины. Латеральная (L) – трехраздельная, по глубине почти равна вентральной лопасти (V). Умбиликальная лопасть (U) также трехраздельная, но по глубине значительно уступает латеральной. Интернилатеральная лопасть (I) узкая, довольно глубокая и становится почти равной дорсальной лопасти (D). В целом септальная линия в онтогенезе развивается следующим образом: $(V_1V_1)LU:ID \rightarrow (V_1V_1)LU:U^1ID \rightarrow (V_1V_1)(L_2L_1L_2)U^1:U^1ID \rightarrow (V_1V_1)(L_2L_1L_2)U U^1:U^2 U^1ID$ (см. рис. 1, I).

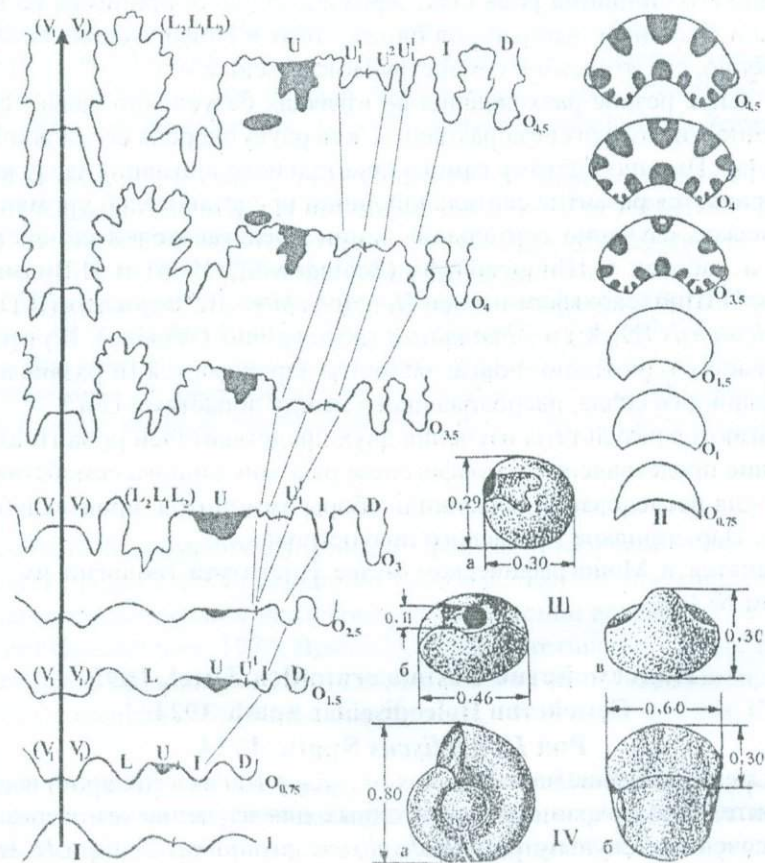


Рис. 1. *Holeodiscus gastaldinus* Uhl. Экз. 108 (3009/2-61).

I – изменение септальной линии и II – формы поперечного сечения оборотов в онтогенезе.

Ша-в – протококш: а – вид сбоку ($\times 50$), б – вид со стороны просепты, в – вид сверху на просутиру ($\times 50$).

IVa, б – аммонителла и начало первого оборота ($\times 30$), а – вид с боковой стороны, б – вид со стороны устья.

I – просутира, $O_{0,75}$, $O_{1,0}$, $O_{1,5}$ – положение септальной линии или сечения на обороте.

На рис. 2 показаны септальные линии второго и начала третьего оборотов *Holcodiscus karakaschi* Breskovski. В общих чертах ее развитие происходит в соответствии с описанной выше. На первой зарисованной линии ($O_{1,2}$) отчетливо видно как перед появлением нового элемента

подготавливается седло U/L – оно воздымается и расширяется. На стадии роста $O_{1,35}$, вблизи вершины, на шовной линии, зарождается лопасть U^1 . Аналогичная подготовка наблюдается и на вновь образующейся лопасти ($O_{1,7}$ -начало O_3).

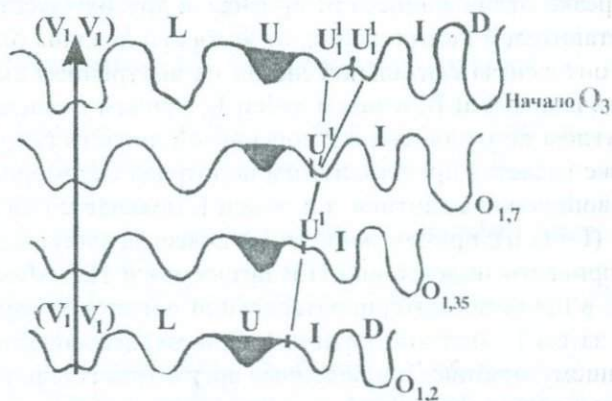


Рис. 2. Изменение септальной линии в онтогенезе *Holcodiscus karakaschi* Bresk. Экз. 108 (3009/2-3).
Обозначения см. на рис 1.

Учитывая изложенное, приходим к заключению, что семейство Holcodiscidae должно состоять из родов *Spitidiscus*, *Holcodiscus*, *Holcoptychites*, *Astieridiscus*, *Parasaynoceras*, *Almohadites*, *Plesiospitidiscus*, *Jeanthieuloyites*, ?*Metahoplites*, ?*Gymnoplites*. Если принять во внимание характер скульптуры представителей семейства Holcodiscidae, то их можно объединить в три основные группы, рассматривая в ранге подсемейств – Holcodiscinae Uhlig, 1924, Spitidiscinae Vermeulen, 1995 и Astieridiscinae Kvantaliani, 2005 (Кванталиани, Сахелашвили, 2005).

Таким образом, на основании изучения морфологии раковины, с учетом литературных данных, систематика семейства Holcodiscidae Spath предлагается в следующем виде:

Отряд Ammonitida Hyatt, 1889

Подотряд Olcostephanina Kvantaliani, Topchishvili,

Lominadze, Sharikadze, 1999

Надсемейство Desmoceratoidea Zittel, 1895

Семейство Holcodiscidae Spath, 1924

Подсемейство Holcodiscinae Spath, 1924

Род *Holcodiscus* Uhlig, 1883

Род *Parasaynoceras* Breistroffer, 1947

Род *Almohadites* Wiedmann, 1966

?Род *Metahoplites* Spath, 1924

Род *Holcoptychites* Gerth, 1921

Подсемейство Spitidiscinae Vermeulen, 1995

Род *Spitidiscus* Kilian, 1910

Род *Plesiospitidiscus* Breistroffer, 1947

Род *Jeanthieuloyites* Cooper, 1981

Подсемейство Astieridiscinae Kvantaliani, 2005

Род *Astieridiscus* Kilian, 1910

?Род *Gymnoplites* Spath, 1933

Судя по литературным источникам (Schindewolf, 1966; Wiedmann, 1966) и данным, полученным нами, у представителей четырех родов семейства Holcodiscidae (*Holcoptychites*, *Spitidiscus*, *Almohadites* и *Holcodiscus*) септальная линия развивается одинаково – новые элементы образуются за счет деления первичного седла U/L. По типу морфогенеза септальной линии эта группа аммонитов, скорее всего, наиболее близко стоит к надсемейству Desmoceratoidea. После тщательного анализа фактического материала приходим к заключению, что семейство Holcodiscidae в генетическом отношении ближе стоит к надсемейству Desmoceratoidea, которое, в свою очередь, относим к подотряду Olcostephanina. В отношении статуса последнего наши мнения расходятся с мнением А.А.Шевырева. Поэтому считаем необходимым затронуть и вопрос о валидности установленного нами подотряда Olcostephanina (Кванталиани и др., 1999).

В недавно вышедшей крупной работе А.А.Шевырева (2006) рассмотрена классификация головоногих моллюсков. Наши данные, касающиеся нового таксона – подотряда *Olcostephanina*, для цитируемого автора малоубедительны. Здесь позволим себе еще раз подчеркнуть признаки, на наш взгляд, резко отличающиеся от признаков других таксонов того же ранга. Так, например, если у представителей *Perisphinctina*, от которого должны были произойти *Olcostephanina*, на протяжении онтогенеза септальной линии на внутреннем склоне интернилатеральной лопасти возникает вначале зубец I_1 , а затем зубец I_2 , причем последний всегда находится под отчетливым острым углом по отношению к дорсальной лопасти (D), а сутуральная лопасть сильно провисает. Что же касается представителей подотряда *Olcostephanina*, то здесь наблюдается совершенно противоположная картина, т.е. зубец I_2 появляется на внешнем склоне интернилатеральной лопасти ($I - I_2 I_1$), причем лопасти I и D всегда субпараллельны. Для еще большей наглядности можно привести индексацию Н.В.Безносова и И.А.Михайловой (1991). Согласно этим исследователям, в пределах интернилатеральной лопасти *Perisphinctoidea* поочередно появляются зубцы I_2 , а затем I_3 . Вот эта лопасть I_3 безвозвратно исчезает у потомков подотряда *Olcostephanina*. По нашему мнению, приведенные аргументы говорят в пользу валидности подотрядного ранга *Olcostephanina* (Кванталиани и др., 1999).

Литература

- Безносков Н.В., Михайлова И.А. (1991) Высшие таксоны юрских и меловых *Ammonitida* //ПЖ. № 4. С. 3-18.
- Кванталиани И.В. (1989) Раннемеловые аммонитиды Крыма и их биостратиграфическое значение //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 98. Тбилиси: Мецниереба. 228с.
- Кванталиани И.В., Ломинадзе Т.А., Толчишвили М.В., Шарикадзе М.З. (1999) Систематика и филогения мезозойских аммонитид //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 113. 226 с.
- Кванталиани И.В., Сахелашвили Л.З. (2005) Семейство *Holcodiscidae* //Атлас нижнемеловой фауны Грузии. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 120. С. 334-335.
- Котетишвили Э.В. (1986) Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморских областей //Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер. Вып. 91. 160 с.
- Михайлова И.А. (1973) Особенности онтогенеза *Puzosia mayoriana* Orbigny и возможное происхождение надсемейства *Desmocerataceae* //ДАН АН СССР. Т. 212. № 1. С. 217- 219.
- Шевырев А.А. (2006) Макросистема цефалопод: исторический обзор, современное состояние и основные проблемы. 3. Классификация бактритоидей и аммоноидей //ПЖ. № 2. С. 34- 46.
- Эристави М.С. (1955) Нижнемеловая фауна Грузии //Тр. Ин-та геол. и минер. АН СССР. Тбилиси: Изд-во АН СССР. Монографии. №6. 224с.
- Arkell W.I., Kummel B., Wright C.W. (1957) Mesozoic Ammonidea. Moore R.C. (edit.) Treatise on Invertebrata Paleontology, part L, Mollusca, 4, Cephalopoda //Geol. Soc. of America Univ. Kansas. Press. Lawrence. P. 129-471.
- Autran G. (1993) L'évolution de la marge nord-est provençale (Arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'Analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroules: Séries condensées, discontinuités et indicea d'une tectogenèse distensive //Paléobiologie. Ann. du Mus. d'Histoire naturelle de Nice 10. 240 p.
- Basse E. (1952) Cephalopodes, Nautiloidea, Ammonoidea. Sous-Classe des Ammonoidea //Traite de Paleontologie, Masson (Paris). 2. P. 522-688.
- Busnardo R. (1984) Crétacé inférieur. Echelles biostratigraphiques //Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. BRGeol. 125. P. 291-294.
- Hoedemaeker P.J., Compani M., Aguirre-Urreta M.B., Avram E., Bogdanova T., Bujtor L., Bulot L., Cecca F., Delanoy G., Ettachfini M., Memmi L., Owen H.G., Rawson P., Sandoval J., Tavera J.M., Thieuloy J.P., Tovbina S.Z., Vasicek Z. (1993) Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262 //Rev. Espanola de Paleontologia, 8 (1). С. 117-120.
- Immel H. (1987) Die Kreideammoniten der Nördlichen Kalkalpen //Zitteliana, 15. München. P.3-163.
- Kulmann J., Wiedmann J. (1970) Significance of sutures in phylogeni of Ammonoidea //Univ. Kansas. Palaeont. Contr., 47. 32 p.

- Kvantaliani I., Sakhelashvili L. (1996) On the zonal subdivision of the Lower Barremian sequences in Georgia, Caucasus // *Geologica Carpathica*. 47. 5. Bratislava. P. 285-288.
- Schindewolf O.H. (1966) Studien zur Stammesgeschichte der Ammoniten // *Abh. Acad. Wiss. Liter. Mainz. Abhandl., math.-nat. Kl. Part. V.* 640 p.
- Spath L.F. (1923-1943) A monograph of the Ammonoidea of the Gault // *Palaeontogr. Sos. Monogr.* London. 787 s.
- Vermeulen J. (1999) Conceptions nouvelles de l'évolution et de la classification de la famille des Holcodiscidae Spath, 1923 (Ammonoidea, Desmocerataceae) // *C.R. Acad. Sci. Paris/ Sci. de terre et des planètes*. 329. P. 363-367.
- Wiedmann J. (1966) Stammesgeschichte und System der postriedlichen Ammonoideen // *Neues Jahrb. Geol. Palaont. Abh.* 127. P. 13-81.
- Wiedmann J., Dieni I. (1968) Die Kreide Sardiniens und ihre cephalopodan // *Paleontographia Italica*. Vol. 64. (N.ser. Vol. 34). P. 23-49.
- Wright C.W. (1980) Cretaceous Ammonoidea. – Systematics Association // *Spec. vol. № 18. The Ammonoidea*. Edit by M.R. House and J.R. Senior. London-New Yourk. P. 157-174.
- Wright C.W., Callomon J.H., Howarth M.K. (1996) *Molusca 4. Ammonoidea*. Vol. 4. // *Treatise on Invertebrate Paleontology*. 362 p.

NEW PETRO- AND GEOCHEMICAL DATA ON PRECAMBRIAN MAGMATITES OF THE CAUCASUS

D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze

New Petro- and Geochemical Data on Precambrian Magmatites of the Caucasus. D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (d_shenge@yahoo.com).

According to new data, in the Caucasus is established wide spread of the Precambrian magmatism. On the basis of abundant analytical material distribution peculiarities of petrogenic elements, RE and REE (Sm/Nd, La_n/Yb_n , Rb/Sr, Eu/Eu*, Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ et al.) in the Precambrian magmatites are stated. According to petro- and geochemical parameters granitoids are represented mainly by the crustal and upper crustal formations, but among basites prevail ophiolites. It is established that the Precambrian magmatites of various structural units of the Caucasus differ from each other as by their age, composition and geodynamic conditions of formation, so by petro- and geochemical characteristics.

ახალი პეტრო- და გეოქიმიური მონაცემები კავკასიის კამბრიულისწინა მაგმატიზმის შესახებ. დ.შენგელია, ე.გამკრელიძე, თ.წუწუნავა, ლ.შუბითიძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (d_shenge@yahoo.com).

ახალი მონაცემების თანახმად, კავკასიაში დადგენილია კამბრიულისწინა მაგმატიზმის ფართო გავრცელება. მდიდარი ანალიტიკური მასალის საფუძველზე განხილულია კავკასიის კამბრიულისწინა მაგმატიტებში პეტროგენული, იშვიათი და იშვიათი ელემენტების (Sm/Nd, La_n/Yb_n , Rb/Sr, Eu/Eu*, Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ და სხვ.) განაწილების კანონზომიერებები. პეტროგეოქიმიური პარამეტრების მიხედვით გრანიტოიდები წარმოდგენილია უპირატესად ქერქული და ზედაქერქული წარმონაქმნებით, ხოლო ბაზიტებს შორის ჭარბობს ოფიოლიტები. დადგენილია, რომ კავკასიის სხვადასხვა სტრუქტურული ერთეულის კამბრიულისწინა მაგმატიტები განსხვავდება ერთმანეთისგან როგორც ასაკით, ქიმიური შედგენილობით და წარმოშობის გეოდინამიკური პირობებით, ასევე პეტროგეოქიმიური თავისებურებებით.

Новые петро- и геохимические данные о докембрийских магматитах Кавказа. Д.М.Шенгелиа, И.П. Гамкрелидзе, Т.Н.Цуцунава, Л.Г.Шубитидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (d_shenge@yahoo.com).

Согласно новым данным, на Кавказе установлено широкое развитие докембрийского магматизма. На основе большого аналитического материала рассмотрены закономерности распределения петрогенных элементов, РЭ и РЗЭ (Sm/Nd, La_n/Yb_n , Rb/Sr, Eu/Eu* – Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ и др.) в докембрийских магматитах Кавказа. По петрогеохимическим параметрам гранитоиды представлены в основном коровыми и верхнекоровыми образованиями, а среди базитов преобладают офиолиты. Установлено, что докембрийские магматиты из разных структурных единиц Кавказа различны как по возрасту, химическому составу и геодинамическим условиям, так и по петрогеохимическим особенностям.

Introduction

The Caucasus is a part of the Mediterranean mobile belt. A new interpretation of the Tethys Ocean based on paleomagnetic, paleokinematic and traditional geological data indicates that within the oceanic area of Tethys (with a typical oceanic crust) relatively small continental or subcontinental plates (terrane) were situated. As it is known at present the Caucasian segment of the Mediterranean mobile belt represents a complicated polycyclic geological structure involving mountain foldsystems of the Greater and Lesser Caucasus and adjacent foredeeps and intermountain troughs. Here four terranes of the first order are identified (Gamkrelidze, 1997) (Fig.1). The main stages of regional metamorphism and magmatism in Precambrian time were conditioned by functioning of subduction zones on both sides of the Proto-Paleotethys (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). In the Caucasian region regional metamorphism and granitoidic magmatism were believed to be bound up with the Variscan orogeny, including its all phases. The exception was the Iran-Afghanian terrane. According to new geochronological and geological data we have stated wide spread of the Precambrian regional metamorphism and magmatism in this region.

In the Caucasus Precambrian magmatism is fixed in the following structural units (see Fig.1): 1) in the Fore Range and Bachasin zones (the southern periphery of the Scythian platform), 2) in the Main

Range zone; 3) in the Dzirula and Khrami crystalline massifs (the Black Sea - Central Transcaucasian terrane), 4) in the Loki, Akhum and Asrikchay crystalline massifs (the Baiburt-Sevanian terrane) and 5) in the Tsakhkunyats (Miskhan) crystalline massif (the Iran-Afghanian terrane). Precambrian magmatites underwent mono- or polystage regional metamorphism. A brief information and new petrogeochemical data of the majority of the Precambrian magmatites are adduced below.

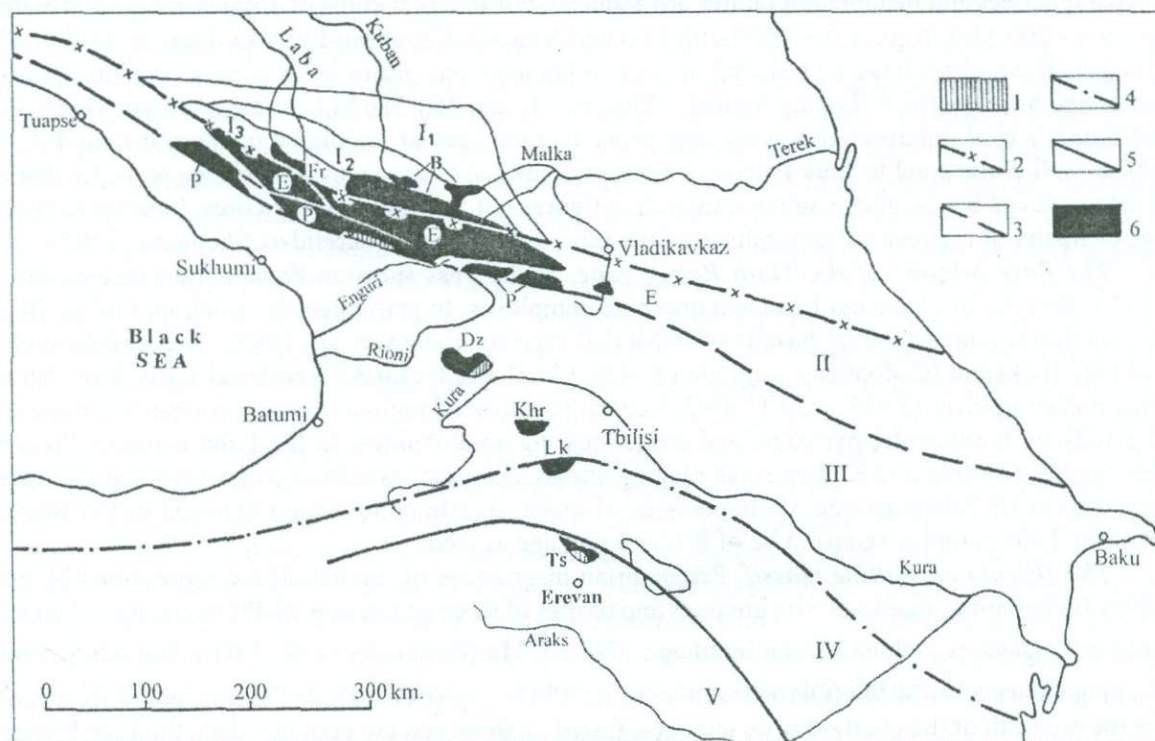


Fig.1. Tectonic zoning of the Caucasus on the basis of the terrane analysis (by I. Gamkrelidze, 1997, with additions).

I - Part of the Scythian platform involved in Neogene time into rising of the Greater Caucasus; I_1 - zone of the North Caucasian monocline; I_2 - the Bachasin zone, I_3 - the Fore range zone; Terranes of the first order: II - the Greater Caucasian, III - the Black Sea - Central Transcaucasian, IV - the Baiburt-Sevanian, V - the Iran-Afghanian. 1 - ophiolite terranes (obduction sheets) of Late Precambrian age, 2-5 - ophiolite sutures, marking the location of small and large oceanic basins: 2 - of Early? - Middle Paleozoic age, 3 - of Late Precambrian - Paleozoic age, 4 - of Late Precambrian-Early Mesozoic age, 5 - of Mesozoic age, 6 - exposures of crystalline basement: B - the Bechasin zone, Fr - the Fore Range zone, E - the Elbrus and P - the Pass subzones of the Main Range zone of the Greater Caucasus, Dz - the Dzirula, Khr - the Khrami, Lk - the Loki and Ts - the Tsakhkunyats crystalline massifs.

Magmatism

The Bechasin zone. In the Bachasin zone Precambrian magmatism is represented by volcanites and hypabyssal intrusions. The volcanites are amphibolites, amphibolic schists, porphyroides and meta-tuffs, but hypabyssal intrusions - stock- and bedlike bodies and dikes of plagiogranite-porphyrines and diabases (Srabonian et al., 1995). These rocks underwent polystage regional metamorphism (Gamkrelidze, Shengelia, 2005; Tsutsunava, 2005). In particular, Rb-Sr age determinations (Aphanasiev et al., 1973) show 750 ± 40 , 800 and 865 Ma (Baikalian orogeny); K-Ar - $385-400 \pm 30$ Ma and Rb-Sr - 375 ± 12 Ma (Caledonian orogeny), Rb-Sr - 290 ± 40 , 320 ± 20 , 322 ± 10 and 345 ± 8 Ma (Variscan orogeny). Degree of regional metamorphism of the first two stages correspond to moderate and heightened pressure and low temperature conditions, but the third stage by T. Tsutsunava (2005) is attributed to anchimetamorphism.

The Fore Range zone. In the zone Precambrian magmatism is spread only in autochthonous Blib complex. Here magmatism of basic and plagiogranite composition is stated. They underwent Early Caledonian prograde ($T=700 \pm 50^\circ\text{C}$, $P \approx 17.8 \pm 4$ kbar) and Late Caledonian - Variscan retrograde ($T=600^\circ\text{C}$, $P=9$ kbar) regional metamorphism (Perchuk, Gerasimov, 1992; Perchuk, 1993). Products of metamorphism of these rocks are represented by garnet bearing amphibolites and garnet bearing plagiogneisses.

The Elbrus subzone of the Main Range zone. Precambrian magmatism of the Elbrus subzone is fixed only in autochthone and represented by the products of basic magma and plagiomigmatites.

They underwent Late Caledonian prograde regional metamorphism, Early Variscan diaphthoresis and Late Variscan retrograde regional metamorphism. The stages of regional metamorphism correspond to high temperature (600-700°C) amphibolitic and subgranulitic facies, $T=500-600^{\circ}\text{C}$ and $P=3.0-3.2$ kbar and low temperature and pressure correspondingly. The age of magmatism and regional metamorphism of the infrastructure is debatable. In M.Somin's et al. paper (2006) the new zircon age data received from paragneisses and metaplagiogranites are adduced. For inherital cores of zircons are got Early Proterozoic (~ 200 Ma), Riphean (~ 1500-700 Ma) and Vendian-Cambrian-Early Ordovician (~ 670-430 Ma) ages. The authors have determined ages as in homogenous grains of zircons so in rims of zonal crystals and have got the following figures – 320-290 Ma and 460-310 Ma correspondingly. According to M.Somin's et al. interpretation these data prove that the ages of regional metamorphism and initial rocks as well correspond to Late Paleozoic time. As opposed to above mentioned we consider that all the data received by the above authors, including figures got from the crystalline cores, indicate the poly-stage character of regional metamorphism of the Elbrus subzone (Gamkrelidze, Shengelia, 2005).

The Pass subzone of the Main Range zone. In the Pass subzone Precambrian magmatism is spread within the Bulgen and Laba metamorphic complexes. In particular, the Klich unit of the Bulgen complex is represented by basalts of N-MORB type (Gurbanov et al., 1995). These rocks underwent Late Baikalian (Cadomian) prograde ($T=430-540^{\circ}\text{C}$ and $P=3.0-3.5$ kbar) and Early Variscan regional metamorphism ($T=530-630^{\circ}\text{C}$, $P=2-3$ kbar). Products of regional metamorphism are represented mainly by hornblende, pyroxene and garnet bearing amphibolites. In the Laba complex Precambrian age have Beshta and Kamenistaya plagiogneisses. They are associated with overthrust metamorphic complex of Paleozoic age. Orthogneisses of quartz-diorite composition exposed in the western part of the Laba complex seems to be of Precambrian age as well.

The Dzirula crystalline massif. Precambrian magmatites of the massif are represented by gneiss-plagiomigmatites, quartz-diorite gneisses and basites of three generation. U-Pb zircon age of quartz-diorite orthogneisses yielded Precambrian age $-747 \pm_{70}^{100}$ Ma (Bartnitsky et al., 1990). But Rb-Sr isotopic dating shows 684 ± 74 Ma (Okrostsvardidze et al., 2002). These data show the true age of the zircons from the protolith of the quartz-diorite gneisses. Based on these and the geologic data, the Late Precambrian age of the quartz-diorite gneisses and, consequently, a still older age of the gneiss-migmatite complex are presently beyond doubt. The quartz-diorite gneisses correspond to mantle-island arc group, in origin of which 50-60% of mantle material has been participating. After B. Barbarin (1999) they belong to MPG and ATG types of granitoids, but gneiss-plagiomigmatites – to CPG type. Precambrian basites of I generation and associated with them serpentinites (rocks of ophiolite complex) are developed in the Chorchana-Utslevi allochthonous complex (Gamkrelidze et al., 1981). Serpentinites correspond to oceanic restitic clinopyroxene-bearing spinelicharzburgites. Metabasites, represented by amphibolites and amphibolitic schists, correspond to N-MORB and T-MORB chemistry (Zakariadze et al., 1998). Sm-Nd age of these rocks is $T=810 \pm 100$ Ma $\sum_{Nd_{init.}}=7.37 \pm 0.55$ (Zakariadze et al., 1998). Basites of II generation are amphibolites, corresponding to interplate oceanic, basalts and transitional between interplate oceanic basalts associated with MORB type. Basites of III generation belong to ensialic island arc basalts. They are represented by hornblende bearing gabbro, rarely – by biotite-clinopyroxene-cummingtonite bearing varieties. All the above mentioned rocks underwent polystage regional metamorphism: Grenvillian prograde ($T=720-780^{\circ}\text{C}$, $P=2.7-2.8$ kbar), Late Baikalian diaphthoric ($T=480-600^{\circ}\text{C}$, $P>3$ kbar) and Late Variscan retrograde (low P-T) stages of metamorphism.

The Khrami crystalline massif. In the massif Precambrian magmatites are represented by gneiss-migmatite complex. Here two different types of gneissic complexes are identified: biotite-cordierite gneisses (paragneisses) and biotite-hornblende quartz-diorite gneisses (orthogneisses). Initial rocks of biotite-cordierite gneisses are volcanic-sedimentary rocks, but of biotite-hornblende quartz-diorite gneisses – basic igneous rocks (Zaridze et al., 1965; Shengelia, Ikoshvili, 1998; Tsutsunava, Ikoshvili, 1998). They belong, consequently, to CPG and ACG types of granitoids. Rocks of the complex underwent Precambrian prograde (amphibolitic facies) and Late Variscan retrograde (green schist facies) regional metamorphism.

The Loki, Akhum and Asrikchay crystalline massifs. In these massifs Precambrian magmatites are represented by allochthonous ophiolite complexes. The ophiolitic complex of the Loki massif is built up of metabasic sheet consisting of metagabbro-diabase, metadiabase, amphibolitic schists and also rodingites, but magmatites of Akhum and Asrikchay massifs are represented only by amphibolitic schists. All these rocks correspond to basalts with an N-MORB, possibly P- and T-MORB chemistry.

The magmatites of these massifs underwent Precambrian (?) regional metamorphism corresponding to the lowest stage of greenschist facies. Independent Precambrian complex of schistose leucocratic dikes (0.5–20m) and hypabyssal veins are associated with the metaophiolitic sheet of the Loki massif (Gamkrelidze, Shengelia, 2005). Volume of these granitoids makes up $\leq 5\%$ of the rocks forming the whole metaophiolite complex. Composition of the leucocratic granitoids varies from thonalite-trondhjemite porphyries to granodiorite-porphyries.

The Tsakhkunyats crystalline massif. In the massif Precambrian magmatites are represented by: Middle Proterozoic Kasakh ophiolite complex, metagabbro and granite-gneisses of Middle Proterozoic Arsakan complex, ophiolite sheets and trondhjemites of the Upper Proterozoic Ankavan complex, Upper Proterozoic metabasalts, metagabbros, metadiabases and metarhyolites of the Dallar complex. In the Kasakh ophiolitic complex, formed in conditions of Mid-oceanic Ridge, metagabbro, komatiites and serpentinites are developed. Upper Proterozoic granite-gneisses of the Arsakan complex are represented in the Bhjni and Lusagyukh massifs. The magma of these granitoids is smelted most likely from paraschistic rocks. The granite-gneisses are attributed to MPG type granitoids and correspond to granites of T group formed by thickening of the Earth's crust as a result of overthrusting of thick (3500m) ophiolite complex on ensialic island arc. Rb-Sr isochron age of these granitoids is 620 Ma (Agamalian, 1998). Middle Proterozoic ophiolite sheets of the Ankavan complex, formed in conditions of the ensimatic island arc, are built up of metabasalts, metagabbros and serpentinites. Trondhjemites with Rb-Sr age 685 ± 77 Ma (Agamalian, 1998) correspond to RTG type granitoids. Ultrabasites of the massif are represented mainly by serpentinites, rarely – by tremolitites, initial rocks of which were harzburgites and pyroxenites. According to V. Agamalian (1998), formations of all the magmatites of the Tsakhkunyats massif are connected with Baikalian stage of regional metamorphism. Authors of presented paper consider (Tsutsunava, 2005; Shengelia et al., 2006) that ophiolites of the Kasakh complex and ophiolite sheets of the Ankavan complex underwent Grenvillian (epidote-amphibolite facies) and Baikalian (greenschist facies) regional metamorphism, but magmatites associated with the Arzakan and Dallar complexes – only Baikalian (green schist facies) metamorphism.

Petrochemistry

Composition of the Precambrian magmatites of the Caucasus is given in the Tab. 1 and distribution of petrogenic elements in the same rocks – in the Fig. 2.

Petrochemical data on Precambrian magmatites of the Bechasin and Fore Range zones and Elbrus subzone of the Main Range zone are very scant. In particular, it is known only that magmatites of the Bechasin zone are attributed to calc-alkaline and alkaline rocks with sodium predominant (Srabonian et al., 1995). Amphibolites of the Fore Range zone belong to calc-alkaline basalts, but amphibolites of the Elbrus subzone – to calc-alkaline and alkaline basalts (Srabonian et al., 1995).

Content of petrogenic elements in Precambrian rocks of the Klich tectonic sheet (the Buulgen metamorphic complex) is represented in the table 1 and figure 2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ and AFM diagrams show, that they correspond to low potassic rocks of normal alkalinity of tholeiitic series. Contents of K_2O and Na_2O vary in the interval 0.3–0.8% and 0.75–2.70 correspondingly. A/CNK parameters change from 1.75 to 3.13.

Plagiogneisses of Beshta and Kamenistaya, associated with the Laba metamorphic complex, are low in potassium content ($\text{K}_2\text{O} - 0.33 - 1.00$ mas. %; see Tab. 1 and Fig.2). There, predominant role of Na_2O is fixed. These plagiogneisses are attributed to normal alkaline rocks of calc-alkali series. A/CNK parameters vary from 1.33 to 1.84. According to B.Barbarin's (1999) classification the plagiogneisses belong to middle-oceanic tholeiitic granitoids (RTG) (Gamkrelidze, Shengelia, 2005).

According to petrochemical data I generation metabasites from the Dzirula massif and II generation metabasites included in gneiss – migmatite complex of the same massif belong to group of normal-alkalinity calc-alkaline of tholeiitic series. In the metabasites predominant content of Na_2O and low content of K_2O are fixed (see Tab.1 and Fig.2). III generation metabasites of the massif belong to the group of normal alkalinity of calc-alkali series. Content of K_2O is rather high (1.35–2.09). Plagiogneisses from the gneiss-migmatite complex are represented by rocks attributed to group of normal alkalinity and sub-alkalinity of calc-alkaline series and correspond to S type granites. Migmatites of the massif belong to the group of normal alkalinity (see Fig.2). According to petrochemical diagrams (see Fig.2) quartz-diorite gneisses of the massif are characterised by predominant content of Na_2O and low content of K_2O . They belong to group of normal alkalinity of calc-alkali series. On the discriminative diagram of S, I and A granites quartz-diorite gneisses occupy the area of I and partially S types of granites. The above mentioned,

Table 1

Composition of the Precambrian Magmatites of the Caucasus

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Σ%
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Pass Subzone												
Metabasites of the Klich Tectonic Sheet												
321	54.85	0.82	15.35	0.40	7.27	0.03	7.25	9.10	0.40	2.70	0.12	99.62
248	50.85	0.92	17.95	0.24	9.26	0.14	6.85	8.65	0.30	2.20	0.19	99.37
249	52.71	0.65	15.91	0.40	8.69	0.14	8.04	7.65	0.80	2.00	0.02	99.35
250	50.50	0.55	18.53	0.37	6.55	0.07	8.20	10.09	0.60	2.30	0.02	99.61
258	43.98	1.40	15.66	1.85	11.70	0.10	8.75	10.82	0.60	2.00	-	99.51
278	52.15	1.27	15.98	0.24	10.26	0.14	7.20	9.75	0.40	0.75	-	99.63
The Beshta and Kamenistaya Granitoids												
1205	68.96	0.19	13.94	1.81	2.29	0.07	4.35	1.43	0.80	3.30	-	99.51
1229	70.92	0.22	12.40	-	3.87	0.06	2.88	1.20	1.00	4.00	-	99.35
1380	45.13	1.23	15.58	4.53	7.74	0.13	9.87	6.95	0.33	3.09	-	99.79
1397	58.34	0.49	15.62	3.22	5.21	0.15	7.48	4.58	0.61	3.23	-	99.89
1317	56.26	0.40	15.98	1.74	6.96	0.14	7.65	3.50	0.40	2.80	-	99.10
441-3	66.48	0.41	15.02	5.43	-	0.11	2.13	5.65	0.38	3.15	0.06	99.99
Dzirula Massif												
Metabasites of I generation												
03-33	49.65	0.51	16.37	6.22	-	0.11	8.81	11.22	0.69	2.68	0.03	99.60
47-84	48.38	1.78	12.47	-	12.03	0.21	7.50	9.72	0.44	2.99	0.21	99.59
57.84	48.30	1.63	13.98	-	10.61	0.19	7.54	9.68	0.48	3.13	0.18	99.94
49-84	47.46	1.03	16.07	-	10.12	0.19	7.97	8.48	0.69	2.67	0.13	99.33
50-84	49.40	0.96	15.25	-	9.53	0.17	7.69	8.44	1.18	2.73	0.11	99.13
58-84	49.48	1.50	15.48	-	9.14	0.18	7.63	10.21	0.72	2.51	0.19	99.04
59-84	49.98	1.64	14.60	-	10.12	0.20	7.31	9.16	0.62	3.35	0.20	99.20
Metabasites of II generation												
03-53	51.37	1.99	14.10	13.64	-	0.27	7.52	6.62	0.67	2.41	0.16	100.0
02-22	51.72	1.99	17.30	10.03	-	0.36	3.62	6.02	0.92	3.50	-	98.51
Quartz-diorite gneisses												
03-19	60.79	0.69	16.91	5.60	-	0.10	3.05	3.89	1.94	3.62	0.17	96.76
03-45	63.54	0.74	16.89	5.59	-	0.10	1.57	3.81	3.54	3.26	0.22	99.26
03-47	64.73	0.77	16.30	4.92	-	0.05	2.43	2.64	3.29	3.27	0.04	98.44
30	60.47	1.12	17.42	1.38	4.32	0.10	2.06	4.97	2.50	3.90	0.28	99.99
31	61.47	1.04	15.28	8.05	-	0.13	2.62	4.45	2.61	2.59	0.27	99.95
389	59.53	0.13	16.68	1.74	5.76	0.14	3.07	4.77	2.20	3.00	0.00	99.80
452	60.36	0.65	16.58	0.85	6.48	0.16	3.34	4.86	2.30	3.48	0.01	99.74
1081	62.92	0.45	15.13	5.48	1.80	0.11	2.58	5.38	1.74	3.16	0.22	100.05
435	64.00	0.60	16.21	1.96	4.28	0.12	1.80	4.27	2.46	3.26	0.37	99.79
3183	64.65	1.17	14.79	2.41	3.42	0.07	2.80	4.60	1.51	3.28	0.20	99.96
1243	65.00	0.66	16.92	1.54	3.25	0.06	2.61	0.96	2.57	3.21	0.20	99.99
Migmatites												
00-20	72.99	0.53	12.87	3.54	-	0.03	1.34	0.99	3.17	2.58	0.12	100.0
01-51	68.70	0.77	15.69	4.79	-	0.04	1.35	1.45	2.75	1.85	0.06	100.3
01-52	70.06	0.51	13.74	4.31	-	0.11	1.22	1.18	4.43	2.24	0.05	99.34
03-54	68.72	0.44	15.09	3.29	-	0.07	1.31	2.22	4.65	2.72	0.17	98.68
03-64	68.36	0.60	14.63	3.68	-	0.04	1.52	1.30	3.19	4.33	0.12	97.77
03-27	71.39	0.42	14.54	3.90	-	0.04	1.64	0.64	3.62	1.64	0.10	97.93
Plagiogneisses												
03-55	66.62	0.86	15.71	5.58	-	0.07	2.43	1.18	3.24	3.24	0.07	99.93
03-22	70.21	0.32	16.02	2.14	-	0.04	0.82	3.85	1.57	4.29	0.18	99.44
01-53	66.54	0.63	15.63	5.63	-	0.05	2.24	0.30	3.93	1.60	0.09	99.11
01-62	56.23	0.83	20.12	7.98	-	0.06	2.55	0.39	5.56	1.44	0.08	99.66
01-35	62.10	0.74	16.55	0.34	-	0.34	2.77	0.68	4.11	1.53	0.19	98.79
Metabasites of III generation												
03-18	57.93	0.71	17.51	6.26	-	0.09	2.35	6.09	1.35	3.24	0.19	95.72
03-44	48.71	1.49	16.01	8.73	-	0.17	5.03	8.55	2.09	3.05	0.36	94.19
03-43	61.34	0.90	15.51	7.74	-	0.09	3.15	3.88	1.91	2.84	0.27	97.63
01-32	50.11	0.98	18.38	10.04	-	0.18	5.05	8.65	1.97	1.81	0.17	100.3
Khrami Massif												
Paragneisses												
1	61.20	0.87	17.08	-	6.35	2.58	0.12	2.34	2.76	2.85	0.12	99.90
2	71.89	0.24	15.23	-	2.41	1.42	0.05	1.50	2.62	2.17	0.07	99.94

Table 1(Continuation)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
3	69,05	0,25	14,57	-	3,86	1,82	0,94	0,86	3,07	2,13	0,08	99,95
4	66,67	0,42	15,11	-	5,15	1,29	0,13	3,70	1,77	3,74	0,18	99,92
5	70,08	0,37	14,09	-	3,66	1,65	0,07	2,05	2,93	2,32	0,08	99,94
6	65,37	0,62	15,68	-	5,38	2,07	0,10	1,75	3,35	2,54	0,17	99,95
7	64,53	0,65	15,31	-	5,72	2,75	0,13	1,92	3,31	1,89	0,14	99,98
8	60,72	0,98	17,29	-	6,46	2,53	0,10	3,03	2,76	3,31	0,18	99,76
03-84	72,35	0,13	14,98	1,48	-	0,03	0,85	1,93	3,17	3,09	0,16	100,4
03-86	65,40	0,81	16,17	5,63	-	0,07	2,23	1,47	2,54	2,63	0,09	100,5
03-87	69,71	0,39	15,15	3,25	-	0,05	1,61	1,59	2,68	2,86	0,12	100,5
03-89	77,76	0,13	11,80	1,32	-	0,02	0,62	0,46	3,46	3,42	0,02	100,3
Orthogneisses												
9	65,67	0,44	13,59	-	5,76	1,54	0,14	3,94	2,03	3,46	0,15	99,96
10	66,86	0,39	15,33	-	4,91	1,37	0,13	3,58	1,79	3,66	0,15	99,95
11	65,35	0,45	13,91	-	5,70	1,63	0,11	3,61	0,71	4,39	0,14	99,92
03-88	79,44	0,17	2,28	2,28	-	0,04	1,93	0,85	1,23	2,43	0,01	100,4
Locki Massif												
Metagabbro												
76	49,83	1,64	13,01	1,34	12,16	0,12	8,98	8,54	0,44	2,46	0,60	99,99
78	49,49	1,57	13,01	0,60	12,16	0,11	9,40	8,75	0,52	2,45	0,51	99,95
103	45,14	1,63	14,72	4,11	10,73	0,06	10,07	9,52	0,36	2,58	0,97	100,1
Metadiabases												
68	46,41	1,98	13,96	2,58	12,57	0,06	6,47	10,86	0,43	2,53	0,97	99,95
83	51,34	1,35	13,16	1,44	10,56	0,12	8,72	8,30	0,40	2,62	0,43	99,93
125	48,50	1,62	13,80	1,90	11,81	0,07	8,99	8,01	0,52	2,70	0,50	99,94
Amphibolic schists												
72	47,14	1,82	12,87	3,44	12,21	0,07	7,39	10,26	0,64	2,53	0,48	99,92
130	48,84	1,37	13,17	4,01	7,44	0,11	9,56	8,82	1,07	2,42	0,55	99,10
Leucocratic granitoids												
77	69,60	0,11	19,90	0,07	1,14	0,09	1,02	0,14	3,22	3,45	0,43	100,0
126	71,17	0,22	16,91	0,36	1,28	0,08	0,66	0,36	2,80	4,02	0,33	99,95
128	71,70	0,14	17,30	0,23	0,90	0,05	0,79	0,31	2,52	4,03	0,43	100,2
135	70,58	0,11	19,21	0,18	0,91	0,10	0,76	0,44	2,16	3,69	0,44	100,1
744	70,66	0,10	19,99	0,21	0,75	0,07	0,56	0,35	2,49	2,97	0,27	100,0
74	68,56	0,09	15,93	0,10	1,00	0,05	0,60	3,25	3,57	3,36	0,40	99,98
75	67,95	0,09	15,62	0,22	0,80	0,04	0,58	3,77	3,59	3,56	0,02	99,98
114	65,66	0,39	17,89	0,86	2,48	0,06	1,18	1,84	2,38	3,47	0,38	100,0
118	68,50	0,11	14,73	0,34	0,96	0,09	0,65	3,79	3,42	3,40	0,27	99,95
416	68,72	0,09	18,95	0,08	0,95	0,07	0,67	2,03	3,00	3,40	0,27	99,98
85	60,20	0,52	17,54	1,68	3,92	0,11	3,41	2,80	2,32	3,38	0,41	100,2
86	59,56	0,49	17,28	1,77	3,54	0,12	2,08	5,12	2,23	3,43	0,42	99,95
122	60,22	0,48	17,33	1,49	3,67	0,11	3,20	2,75	2,59	3,32	0,42	99,87

together with other geologic-petrological data, indicate participation of the definite portion of sialic continental material in formation of these rocks.

Rocks of normal alkalinity of calc-alkali series represent biotite-cordierite bearing plagiogneisses and biotite-hornblende bearing quartz-diorite gneisses of the Khrami massif. Biotite-cordierite bearing plagiogneisses, in compare with the second type of rocks, are characterized by high content of K_2O and Na_2O+K_2O and low content of Na_2O and CaO . High content of SiO_2 and MgO is fixed as well. On discriminative diagram of granitoid types biotite-cordierite plagiogneisses occupy the area of S type granitoids and biotite-hornblende bearing quartz-diorite gneisses – the area of I type granitoids.

According to AFM and $Na_2O+K_2O - SiO_2$ diagrams Precambrian basites of the Loki massif belong to group of tholeiitic series of normal alkalinity. Predominant content of Na_2O and low content of K_2O are fixed in these rocks. All the above mentioned and also data of ACM, $F-SiO_2$, $Ti/Cr-Ni$, $TiO_2 - K_2O$, TiO_2-FeO_{com}/MgO , $TiO_2-FeO_{com}/(FeO_{com}+MgO)$ (Gamkrelidze, Shengelia, 2005) prove that composition of the parent magma of the basites are close to MORB, namely to geochemically enriched type of E-MORB (high content of Ti, P, Fe, K, partially - of RB and low - of Al and Ca). One can assume the presence of basites corresponded to P- and T-MORB. According to petrochemical parameters the basites under consideration are close to interplate basalts. Leucocratic dikes of granitoids, associated with metaophiolitic sheet of the massif, belong to the group of normal alkalinity of calc-alkali series. SiO_2 content and common alkalinity (Na_2O+K_2O) of the granitoids (Tab.1) let as attribute them to normal petrochemi-

cal series of felsic and intermediate rocks and $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio – to potassic-sodic series. The most conformable petrochemical equivalent of this rock is “oceanic plagiogranite”. The latter is lower in K_2O content. On discriminative diagram (Fig.3) the leucocratic granitoids occupy the area of I type granitoids.

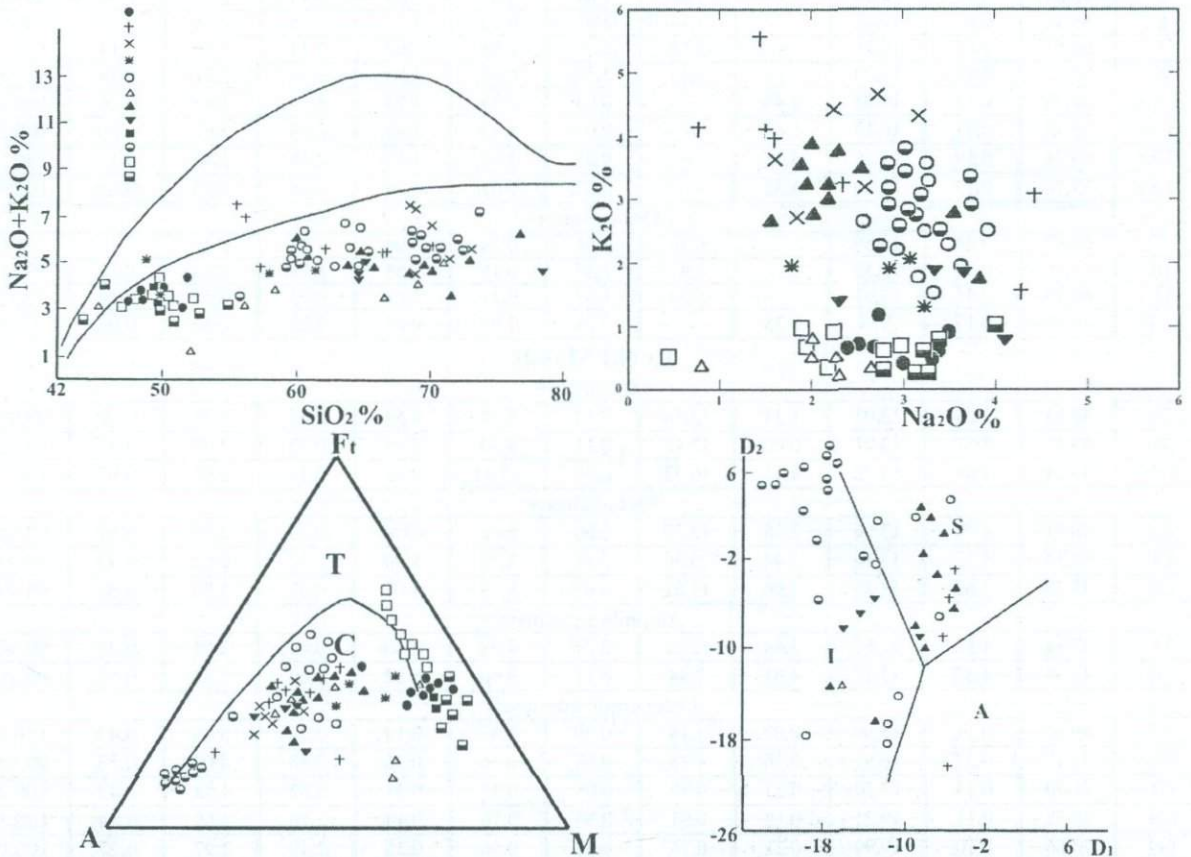


Fig. 2. Petrochemical diagrams for Precambrian magmatites

1 – metabasites of the Klich tectonic sheet; 2 – the Beshta and Kamenistaya granitoids; 3-8 – the Dzirula massif: 3 – metabasites of I generation; 4 – metabasites of II generation; 5 – quartz-diorite gneisses; 6 – migmatites; 7 – plagiogneisses orthogneisses; 8 – metabasites of III generation; 9-10 – Khrami massif: 10 – orthogneisses; 11-12 – the Loki massif: 11 – metabasites; 12 – leucocratic granitoids.

According to V. Agamalyan (1998), composition of Upper Proterozoic trondhjemites of the Tsakhkunyats massif is transitional between tholeiitic and calc-alkaline series. On normative diagram Ab-An-Or their composition occupy the area of trondhjemites. According $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ratio most part of these rocks belong to sodic trondhjemites, but $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ratio shows that part of them correspond to oceanic trondhjemites. According to $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram these rocks are attributed to subalkaline granitoids. The same author considers that Bhjni and Lusagyukh granitoids belong to middle potassic and rarely high potassic types with SiO_2 content – 64-78%. On $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram subalkaline composition of the rocks is expressed, but according to $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ diagram they belong to calc-alkaline type. On normative diagram Ab-An-Or composition of the granitoids occupy the area of granites and adamelites. V. Agamalyan (1998) considers, that geological, petrochemical and petrographical data are in conformity with each other and that fusion of trondhjemite magma has occurred at the expense of the second layer, located in the base of ensimatic island arc. Generation of granitic magma he connects with Middle Proterozoic paraschistic infrastructure. On $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diagram Precambrian ultrabasites of the massif are located below MacDonald – Katsura’s line, but gabbro – above the line. According to normative composition ultrabasites occupy the area of harzburgites, rarely - lhezolites. By V. Agamalyan (1998) gabbro corresponds to high in Fe content tholeiites.

Geochemistry

Geochemical study on Precambrian magmatites of the Caucasus is not comprehensive. Data presented below are added for the first time, with the exception of a few early existing data.

Content and distribution of RE and REE in Precambrian magmatites of the Caucasus are given in the Table 2 and Figures 3, 4 and 5.

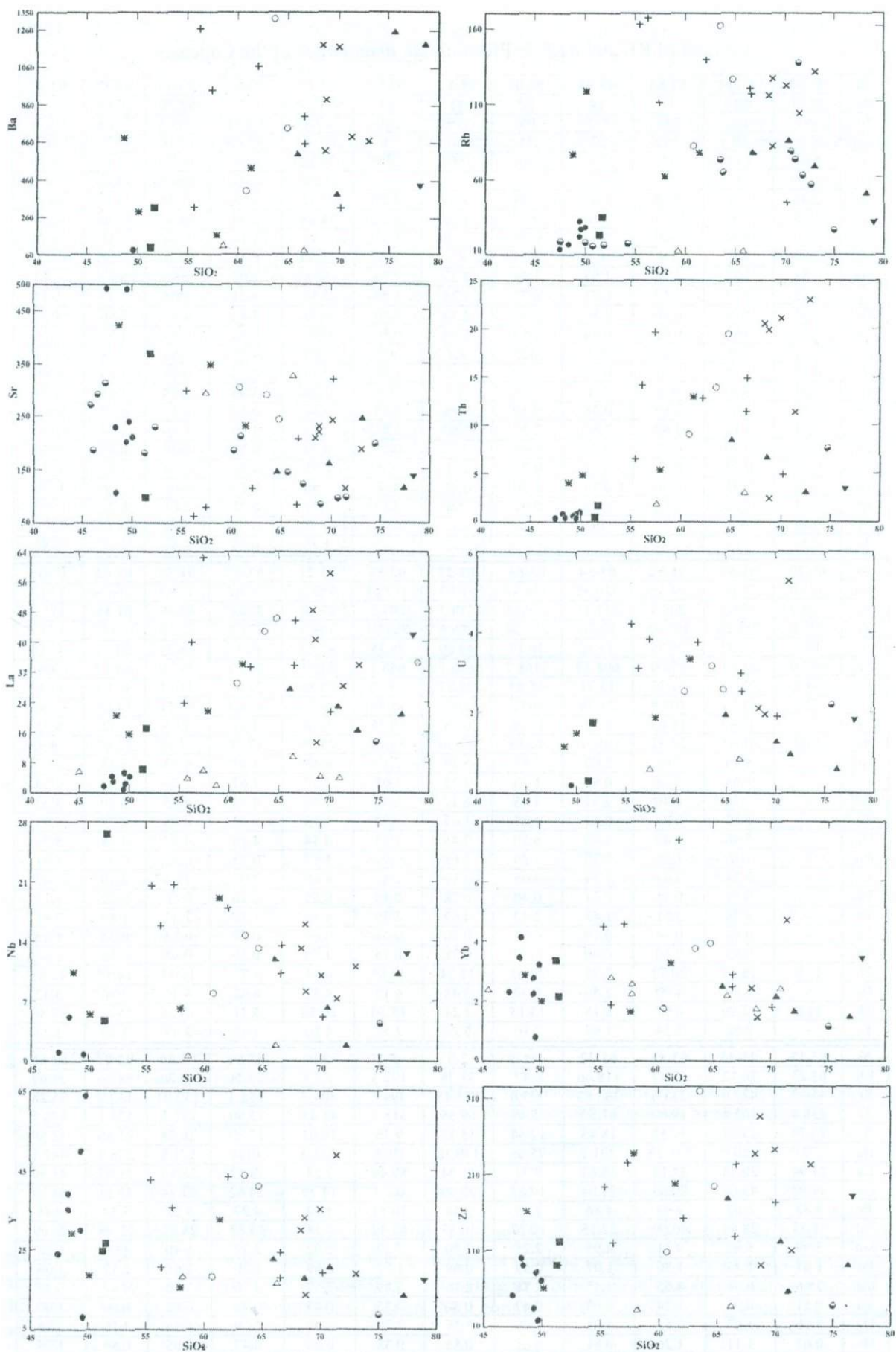


Fig. 3. Harker's variational diagrams for Precambrian magmatites of the Caucasus. Symbols see in Fig.2

Content of RE and REE in Precambrian magmatites of the Caucasus

№	03-33	47-84	57-84	49-84	50-84	58-84	59-84	02-22	03-53	03-19	03-45	03-47
Rb	27.01	0.10	17	14	22	32	28	34.80	22.77	82.30	162.0	126.64
Sr	238.64	108	230	495	490	202	210	367.87	97.73	305.3	291.1	243.16
Zr	17.66	91	100	52	34	80	70	120.62	91.46	109.0	322.7	194.54
Y	8.01	39.0	35	24	30	50	64.0	26.52	25.01	18.30	43.62	40.80
Ba	67.94	-	-	-	-	-	-	316.06	88.90	399.5	1336.	729.41
La	2.45	3.20	3.98	1.80	0.88	5.34	4.27	17.15	6.08	29.15	43.01	46.73
Ce	3.04	9.00	10.80	5.10	2.77	12.0	10.30	38.48	7.84	60.44	85.84	96.30
Pr	0.60	1.40	1.60	0.87	0.53	1.70	1.45	4.81	1.18	6.96	9.61	11.06
Nd	2.96	8.3	7.9	4.7	3.33	8.9	6.9	23.06	6.41	27.26	38.30	42.21
Sm	0.88	3.27	2.76	1.93	1.34	3.23	2.14	4.58	2.03	5.37	6.97	7.94
Eu	0.53	1.23	1.17	0.71	0.73	1.25	1.24	2.41	1.21	1.01	1.87	1.37
Gd	1.43	4.90	6.10	2.84	3.00	4.30	4.40	6.26	3.34	4.83	7.66	7.61
Tb	0.26	0.86	0.98	0.54	0.52	0.70	0.69	0.90	0.68	0.67	1.26	1.26
Dy	1.55	5.8	6.0	3.4	3.2	4.7	4.5	4.70	4.47	3.66	7.58	7.34
Ho	0.35	1.30	1.37	0.80	0.77	1.0	1.09	0.90	1.02	0.70	1.63	1.48
Er	0.81	4.1	4.0	2.4	2.4	3.0	3.3	2.26	3.04	1.98	4.43	4.29
Tm	0.17	0.65	0.59	0.38	0.40	0.48	0.53	0.34	0.49	0.27	0.67	0.62
Yb	0.81	4.13	3.48	2.30	2.27	2.80	3.21	2.16	3.36	1.76	3.74	3.92
Lu	0.13	0.70	0.57	0.39	0.42	0.46	0.54	0.24	0.50	0.29	0.55	0.56
Ta	0.07	0.32	0.20	0.11	0.20	0.0	0.36	1.75	0.31	0.74	1.30	0.90
Th	0.48	0.35	0.66	0.10	0.20	0.45	0.7	1.66	0.36	9.08	13.94	19.40
Hf	0.64	2.03	3.13	1.05	0.41	2.0	2.83	2.79	2.71	2.61	8.27	4.99
Nb	0.62	5.0	-	1.0	-	-	-	26.70	4.78	7.85	14.68	13.21
U	0.20	-	-	-	-	-	-	1.75	0.27	2.51	3.16	2.58
№	00-20	01-51	01-52	03-54	03-64	03-27	03-55	03-21	03-22	01-53	01-62	01-35
Rb	131.0	71.68	94.56	126.88	116.37	104.3	117.04	162.5	44.62	119.8	166.9	139.2
Sr	188.0	198.2	205.4	231.11	209.63	114.3	207.3	297.6	320.6	83.49	61.35	115.2
Zr	223.0	259.28	193.05	90.20	237.24	109.9	223.07	194.3	171.8	127.7	119.13	153.7
Y	19.0	27.92	25.55	13.52	30.13	48.60	24.38	42.73	19.15	18.24	20.71	43.58
Ba	667.0	687.1	970.0	608.17	1168.7	690.1	656.3	312.1	297.7	797.0	1261.3	1066.5
La	34.0	53.01	51.35	13.71	48.83	28.27	45.70	23.86	21.47	33.91	40.03	33.43
Ce	72.0	112.1	109.4	21.74	96.62	60.67	91.46	49.29	41.64	65.11	84.06	80.42
Pr	-	12.42	11.63	2.50	11.28	6.98	10.35	5.78	4.51	7.45	9.72	8.75
Nd	33.0	46.41	50.31	10.31	42.88	27.36	39.74	23.59	17.76	27.66	35.67	34.92
Sm	-	8.10	7.68	2.06	7.87	5.39	7.17	6.48	4.02	4.53	5.88	5.79
Eu	-	1.65	1.48	0.92	1.20	1.33	1.65	1.37	1.61	1.36	1.42	1.54
Gd	-	7.48	8.40	2.41	7.45	6.17	6.42	7.46	4.44	4.83	6.49	8.52
Tb	-	0.92	0.89	0.41	1.07	1.04	0.90	1.35	0.72	0.95	0.77	1.31
Dy	-	5.46	5.40	2.40	6.20	7.45	4.73	8.34	4.19	4.47	4.38	8.71
Ho	-	1.10	1.26	0.50	1.20	1.68	0.90	1.67	0.75	0.92	0.92	1.91
Er	-	3.24	3.43	1.34	3.05	5.17	2.47	4.46	2.01	2.64	2.48	5.45
Tm	-	0.51	0.75	0.21	0.40	0.78	0.38	0.65	0.26	0.36	0.32	1.17
Yb	-	2.96	3.51	1.43	2.40	4.67	2.49	4.49	1.80	2.87	1.89	7.41
Lu	-	0.44	0.54	0.19	0.32	0.70	0.41	0.67	0.27	0.33	0.32	1.05
Ta	-	0.80	0.59	0.60	0.79	0.78	0.75	1.76	0.39	0.95	0.66	1.80
Th	13.0	18.67	20.72	2.45	20.63	11.24	14.84	6.44	4.77	11.31	14.17	12.87
Hf	-	6.89	4.90	2.50	6.09	3.48	6.12	4.82	4.42	4.35	3.80	5.42
Nb	11.0	12.90	6.97	8.18	13.15	7.24	13.50	20.50	5.21	10.26	15.86	17.86
U	-	2.52	2.34	1.97	2.10	5.24	2.52	4.20	1.90	2.97	3.10	3.73
№	03-18	03-44	03-43	01-32	441-3	2-3	2-4	8-3	03-84	03-86	03-87	03-88
Rb	62.23	76.12	77.77	118.66	6.47	31.78	172.5	5.77	79.31	86.70	88.66	24.69
Sr	350.2	421.0	233.0	383.83	323.0	193.45	494.5	304.8	288.3	130.93	139.9	95.28
Zr	238.4	162.6	199.0	61.50	45.49	69.55	318.1	41.45	73.80	172.5	123.1	170.5
Y	15.70	29.23	32.58	18.45	17.54	15.12	9.36	16.81	12.20	26.08	23.86	32.58
Ba	170.0	680.0	516.38	291.7	75.65	179.38	1928	123.0	1096	571.8	275.7	447.1
La	21.94	20.38	34.14	15.63	9.77	11.34	89.44	7.23	18.52	28.59	21.97	41.59
Ce	41.93	49.05	80.63	37.04	19.67	22.99	167.1	14.79	34.62	62.44	45.61	84.68
Pr	4.82	6.62	9.94	4.86	2.49	2.46	16.53	1.82	4.27	7.22	5.34	9.48
Nd	18.83	28.84	40.00	22.15	10.27	10.33	55.49	8.14	15.87	28.92	21.08	36.69
Sm	3.99	5.90	9.31	4.95	2.28	2.20	7.22	2.02	3.12	5.40	4.04	6.52
Eu	1.07	1.75	1.36	1.07	0.59	0.69	1.57	0.69	1.20	1.68	1.12	1.05
Gd	3.66	6.34	8.55	4.45	2.71	2.16	5.59	2.59	3.10	5.80	4.47	6.77
Tb	0.51	0.96	1.24	0.63	0.47	0.36	0.55	0.45	0.44	0.82	0.66	1.00
Dy	3.06	5.67	6.12	4.05	2.98	2.37	2.20	2.98	2.29	4.76	4.16	5.88
Ho	0.63	1.11	1.26	0.81	0.65	0.55	0.38	0.64	0.47	0.95	0.84	1.29
Er	1.78	3.13	3.43	2.31	2.03	1.72	0.99	1.96	1.33	2.67	2.58	3.77
Tm	0.25	0.45	0.50	0.41	0.31	0.28	0.13	0.33	0.20	0.39	0.38	0.53
Yb	1.67	2.88	3.29	2.01	2.19	1.89	0.75	2.08	1.20	2.74	2.58	3.63

Lu	0.23	0.41	0.51	0.29	0.36	0.33	0.10	0.31	0.19	0.43	0.38	0.53
Ta	0.53	0.70	0.96	0.44	1.56	0.16	0.85	0.08	0.28	0.87	0.67	0.53
Th	5.36	4.01	12.89	4.77	3.18	3.76	24.70	1.78	4.46	8.71	6.58	13.96
Hf	5.99	3.87	5.43	2.19	1.56	1.91	7.33	1.28	1.88	4.51	3.13	4.91
Nb	6.14	10.30	19.15	5.45	1.67	1.74	11.61	1.08	2.15	11.14	6.49	9.71
U	1.85	1.15	3.32	1.47	1.29	0.99	2.00	0.51	1.30	1.96	1.78	2.21
Nr	03-89	1205	1229	1317	1380	1397						
Rb	59.48	-	-	-	-	-						
Sr	70.91	-	-	-	-	-						
Zr	105.6	-	-	-	-	-						
Y	13.40	-	-	-	-	-						
Ba	1065	-	-	-	-	-						
La	20.91	6.07	3.58	3.71	5.50	2.95						
Ce	39.03	12.72	8.55	11.92	16.21	8.30						
Pr	3.96	-	-	-	-	-						
Nd	13.55	6.09	4.90	9.16	12.83	6.18						
Sm	2.23	1.427	1.331	3.21	4.07	1.978						
Eu	1.07	0.326	0.496	0.877	1.283	0.598						
Gd	2.46	1.705	1.68	3.53	4.83	2.54						
Tb	0.31	-	-	-	-	-						
Dy	2.05	2.41	2.30	3.89	4.94	3.13						
Ho	0.50	1.69	1.881	2.31	2.79	2.16						
Er	1.66	-	-	-	-	-						
Tm	0.23	-	-	-	-	-						
Yb	1.60	1.80	2.37	2.39	2.50	2.23						
Lu	0.24	-	-	-	-	-						
Ta	0.47	-	-	-	-	-						
Th	3.67	-	-	-	-	-						
Hf	3.88	-	-	-	-	-						
Nb	8.69	-	-	-	-	-						
U	0.83	-	-	-	-	-						

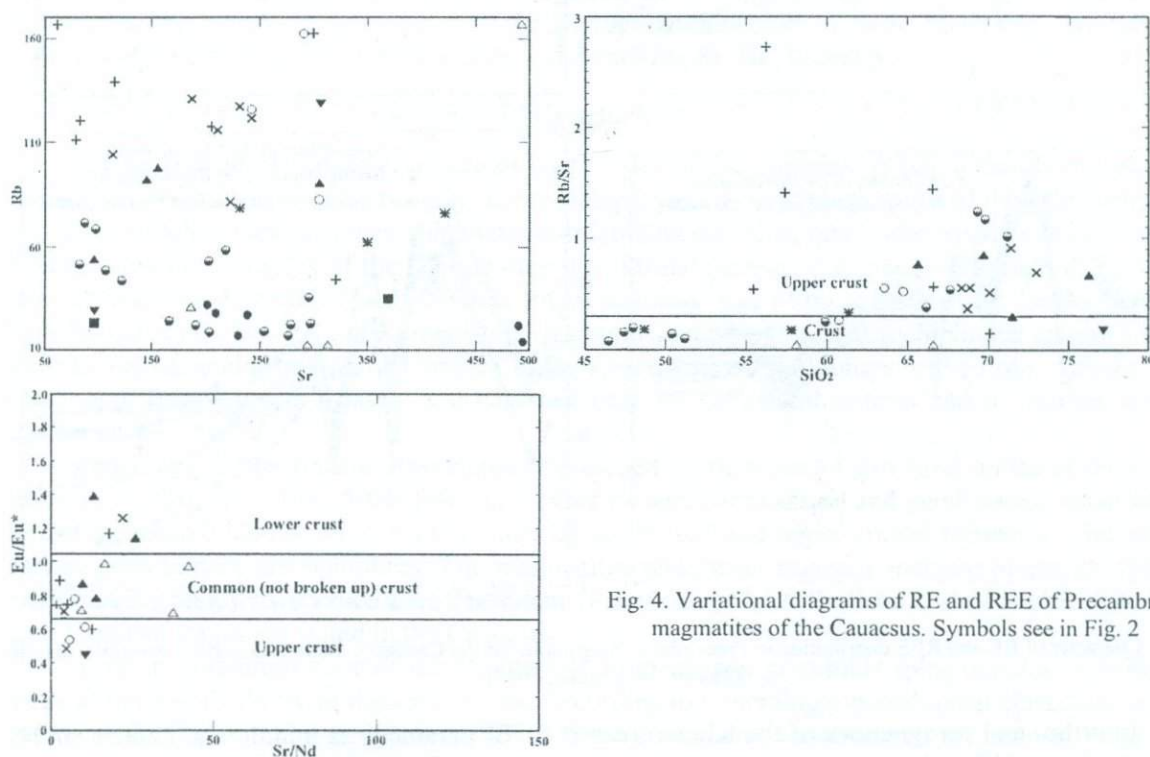


Fig. 4. Variational diagrams of RE and REE of Precambrian magmatites of the Caucasus. Symbols see in Fig. 2

In the Beshta and Kamenistaya granitoids content of all the analysed RE and REE with the exception of Sr and Yb is decreased. On the spidergrams minima of Rb, Nb, Sr, Ti and Eu and maxima of Th, U, Ba and Ho are clearly expressed. According to Rb/Sr – SiO₂ the granitoids correspond to the crustal and upper-crustal formations (Taylor, McLennan, 1985). On Eu/Eu* - Sr/Nd diagram they occupy a field of the common crust.

In plagiogneisses of the Dzirula massif low content of Sr, variable content of Ba, Th, U and in some cases high content of La, Nb, Yb and Rb are fixed. Rb/Sr ratio varies in a large range. In migmatites and quartz-diorite gneisses of the massif Ba, La, Yb, Th and U content is increased. According to

Rb/Sr – SiO₂ all the rock types of the massif are attributed to the upper-crustal formations. On Eu/Eu* - Sr/Nd diagram the most plagiogneisses of the massif occupy a field of the common crust (Taylor, McLennan, 1985), but migmatites are scattered on all over the diagram. In quartz-diorites clearly expressed minima of Rb, Nb, Sr, Ti and Eu and maxima of Th, U, Ba and Ho are fixed. In migmatites and paragneisses content of these elements is the same with the exception of Eu minimum, which is not fixed or is not clearly expressed. As it is known Sm/Nd ratio for the upper crust is near 0.17 and for the lower crust varies within the interval 0.25-0.27 (Taylor, McLennan, 1985). In granitoids of the massif this parameter corresponds to the upper-crustal formations. In particular, this ratio varies within the interval 0.18-0.19 for quartz-diorite gneisses, 0.15-0.20 – for migmatites and 0.16-0.27 – for paragneisses. According to the same authors (La/Yb)_n ratio for the upper crust >9.2, for the common crust – 9.2-3.8 and for the lower crust <3.8. Taking into account this consideration, this parameter in the granitoids of the massif corresponds to the common-crustal formations: most of these parameters vary within the intervals 4.20-8.06 for the quartz-diorite gneisses, 3.05-14.31 for paragneisses and 4.09-12.1 – for migmatites.

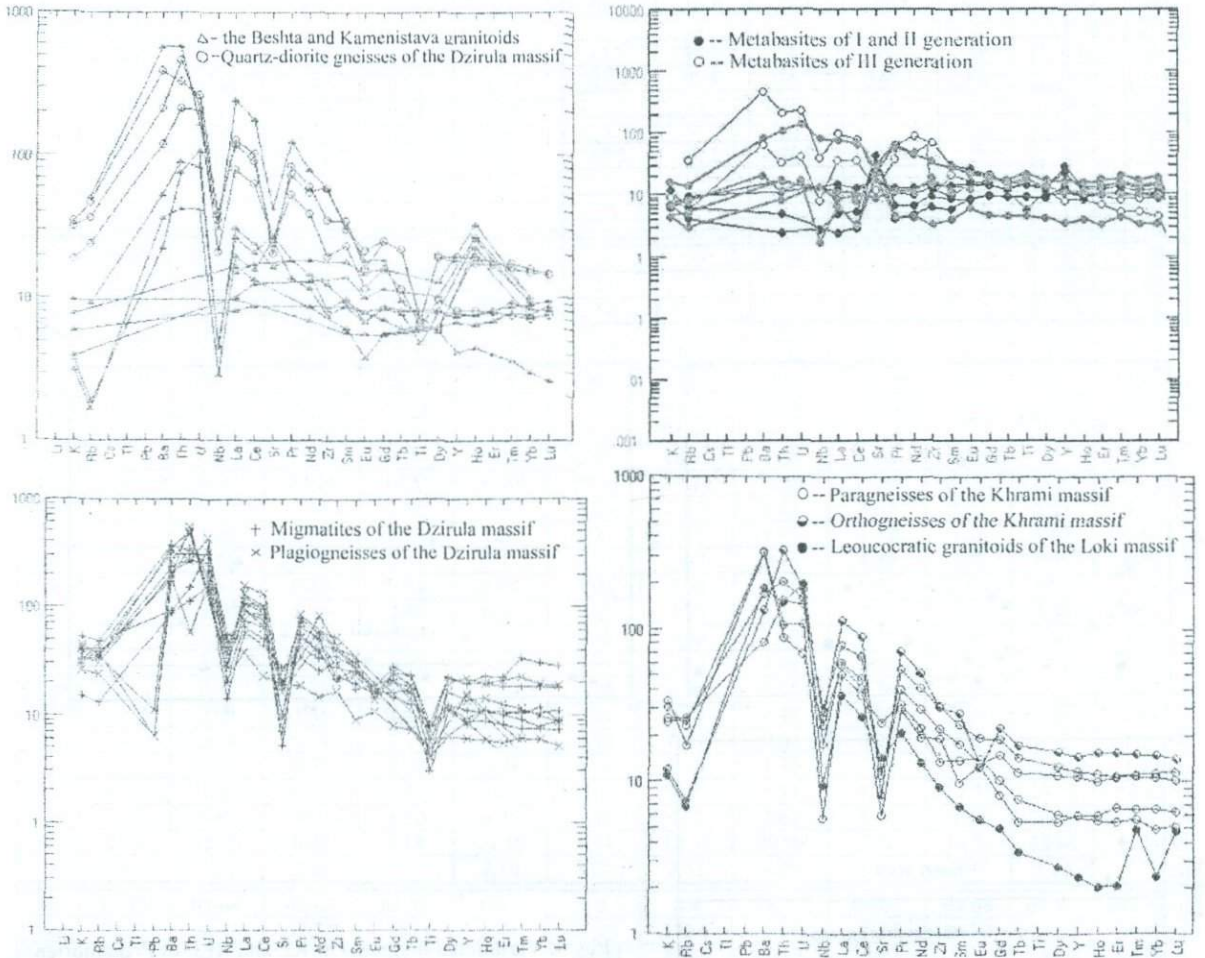


Fig. 5. Character of RE and REE distribution in Precambrian magmatites of the Caucasus. Standardized to primitive mantle (Taylor, McLennan, 1985).

In ortho- and paragneisses of the Khrami massif Rb/Sr parameter is middle and content of Th, U, Nb, Y, Rb and Yb is low. According to Rb/Sr – SiO₂ ratio orthogneisses are attributed to the crustal formations. On Eu/Eu* - Sr/Nd diagram gneisses occupy a field of the common- and lower-crustal formations. In these rocks clearly expressed minima of Rb, Nb, Sr, Ti and maxima of Th, U, Ba and Ho are observed. A Eu minimum are not fixed or is not expressed clearly.

In leucocratic granitoids of the Loki massif associated with metamorphic sheet the low content of Sr is fixed. According to Rb/Sr-SiO₂ value these granitoids correspond to the crustal and upper-crustal formations (Taylor, McLennan, 1985).

According to V. Agamalian (1998) in Precambrian trondhjemites of the Tsakhkunyats massif content of trace elements generally corresponds to Clark content. The exception is increased content of

Zr and Ba and decreased content of Sr. In Bjhni and Lusagyukh granitoids content of Co and V is near Clark and Cr, Ni, but of Zr and Be is low.

It should be noted that in all the above mentioned granitoids of the Caucasus is fixed random distribution of REE that is clearly expressed on spidergramms.

According A.Gurbanov et al. (1995), monotonous amphibolites of the Klich sheet by content and distributional spectrum of RE (absence of negative Eu anomaly) and Sr isotopy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.70383-0.700479$, in some cases $- 0.70507$ and 0.70689) correspond to tholeiitic basalts of N-MORB type. The same authors on the basis of petrogeochemical data consider that paragneisses of Gvandra suite by their composition correspond to pelitic greywackes and banded amphibolites with variable (from basalts to rhyolites) composition – to andesite-basalts of plate boundaries. By Abesadze et al. (2004) metabasites of the Kassar complex are attributed to N-MORB.

In the Dzirula massif amphibolites of I and II generation content of all analysed elements is low, except Sr, Y and Rb content of which is increased in some cases. By content of RE in amphibolites of I generation two geochemical types are established: very depleted (N-MORB) and enriched (T-MORB). In these amphibolites positive minima of Rb and Nb are expressed. Amphibolites of II generation correspond to interplate oceanic basalts and transitional between interplate and oceanic basalts associated with MORB. In these rocks maxima of Ba and U and minima of Th, Sr and Nb are fixed. III generation metabasalts are characterized by high content of Sr and middle-low content of Ba, Th, U, Y and Zr. Rb/Sr value is high. By RE and REE content the metabasites correspond to ensialic island arc basalts of the Sea of Japan. In these metabasites in compare with MORB content of all RE and REE with the exception of Ta, Lu, Yb, Tm, Er, Py, Tb, Gd, Eu and Hf is increased. Maxima of Ba and Tb, positive minimum of Nb and negative minimum of Sr are fixed in the metabasites.

According to V.Agamalian (1998), Precambrian ultrabasites of the Tsakhunyats massif are characterized by increased content of Cr, decreased content of Ti and Co and near Clark content of V and Ni. By content of trace elements these ultrabasites can be considered as alpine type hyperbasites. Gabbros of the massif in compare with the average composition of basic rocks are enriched with elements of ferric group, Cu and Ga and depleted with Zn, Sr, Ba, Li and Sc.

Conclusions

Establishment of Precambrian age of magmatites of the Caucasus is based mainly on results of geological observation and also on very scanty isotopic data. Age of magmatites of the Elbrus subzone, ophiolites of Klich tectonic sheet, plagiogneiss-migmatite complex, quartz-diorite gneisses and allochthonous ophiolite complex of the Dzirula massif and trondhjemitic and granite-gneisses of the Tsakhunyats massif is determined with different trustworthiness. Age of magmatites from the Bechasin and Fore Range zones, Beshta and Kamenistaya granitoids, metabasites of autochthonous complex of the Dzirula massif, gneiss-migmatite complex of the Khrami massif, ophiolites of the Loki, Akhum, Asrikchay and Tsakhkunyats massifs is established only by geological criteria and it requires isotopic confirmation.

Processes of Precambrian magmatism developed in the separate structural unites of the Caucasus are very different. They differ from each other by age, composition and geodynamic conditions of formation. Granitoids are represented mainly by the crustal and upper-crustal formations, but among basites predominant are ophiolites. The magmatites underwent regional metamorphism of different thermobaric conditions. Grenvillian, Baikalian (Panafrican), Late Baikalian, Caledonian, Early and Late Variscan stages are stated in the Caucasus.

Low in potassium content the Beshta and Kamenistaya granitoids (plagiogneisses) belong to rocks of normal alkalinity of tholeiitic series. According to mineralogic-petrological classification they answer to RTG group and by RE and REE – to the crustal and upper-crustal formations. Plagiogneisses from the gneiss-migmatite complex of the Dzirula massif are represented by subalkaline and normal alkaline rocks of calc-alkaline series. They correspond to S type granitoids. By Sm/Nd and La_n/Yb_n parameters these granitoids are attributed to upper- and common-crustal formations. Quartz-diorite gneisses of the same massif are characterized by predominant content of Na_2O in compare with K_2O . They belong to rocks of normal alkalinity of calc-alkaline series and correspond to I type, partially S type granitoids. According to $\text{Rb}/\text{Sr} - \text{SiO}_2$ and $\text{Eu}/\text{Eu}^\square - \text{Sr}/\text{Nd}$ ratio the quartz-diorites belong to common and upper crust. Para- and orthogneisses of the Khrami massif are represented by varieties of normal alkalinity of calc-alkaline series. Paragneisses correspond to S type granitoids, but orthogneisses – to I type granitoids. $\text{Rb}/\text{Sr} - \text{SiO}_2$ ratio shows that they belong to crustal formations. By

Eu/Eu \square - Sr/Nd ratio gneisses from the Khrami massif correspond to common- and lower-crustal formations. According to various petrochemical parameters leucocratic granitoids of the Loki massif associated with the metaophiolitic tectonic sheet have mixed characteristics. Most likely their formation took place in spreading zone or in areas of mantle plums (probably of Island type) functioning. Petrochemical data on Upper Proterozoic trondhjemites of the Tsakhkunyats massif show that their composition is close to mantle trondhjemites. Petrochemical parameters of Upper Proterozoic Bjhni and Lusagyukh granitoids indicate that fusion of granitic magma occurred at the expense of Middle Proterozoic paraschistic infrastructure.

According to petrogeochemical parameters the Klich tectonic sheet belong to low-potassic rocks of normal alkalinity of tholeiitic series. Being a part of ophiolitic section they correspond to N-MORB. The same parameters show that I generation metabasites of the Dzirula massif belong to N- and T-MORB. According to petrochemical data II generation metabasites are attributed to rocks of normal alkalinity of calc-alkaline and tholeiitic series, but by geochemical parameters – to interplate oceanic basalts associated with MORB. III generation metabasites belong to group of rocks of normal alkalinity of calc-alkaline series. These rocks are high in potassium content. Data on RE and REE show that these rocks correspond to island-arc basalts of the Sea of Japan. Composition of Precambrian metabasites of the Loki massif is close to MORB, most probably to E- and T-/MORB types. Ultrabasites of the Tsakhkunyats massif are considered as Alpine type hyperbasites of harzburgite, rarely – lhezolite composition. Gabbros of the same massif correspond to high in Fe content tholeiites.

The research was funded through INTAS grant, Project № 01-242. All geochemical analyses are carried out in Kingston University laboratory by Dr. P.J.Treloar.

We would like to acknowledge our colleague Dr. V.Agamalian for providing with some unpublished information.

References

- Abesadze M., Adamia Sh., Chkhotua T., Tsimakuridze G., Shavishvili I. (2002) Structure and Formation of the Loki Salient of the Transcaucasian Basement //Proceedings of Georgian Acad. Sci. Geological Institute. New series 117. P.135-145. (in Russian).
- Agamalian, V. (1998) Crystalline Basement of Armenia. Doctoral thesis, Geological Institute of National Academy of Armenia. (in Russian).
- Aphanasiev G., Benet A., Boiko A. (1973) Preliminary Results of Scientific Collaboration of Czechoslovakia and USSR. Transactions of Acad. Sci. USSR. Geol. ser. 11. P.3-15 (in Russian).
- Barbarin B. (1999) Review of the Relationships Between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments. Lithos. 46(3). P. 605-626.
- Bartnitsky Ye., Dudaori O., Stepanyuk L. (1990) Geochronology of Phanerozoic Granites from Folded Areas of Eastern Europe. Fifth Working Meeting, Isotopes in Nature proceedings, Central Institute of Isotope and Radiation Research. Leipzig. P.1-10.
- Gamkrelidze I. (1997) Terranes of the Caucasus and Adjacent Areas //Bull. Acad. Sci. Georgia. 155(3). P.75-81.
- Gamkrelidze I., Dumbadze G., Kekelia M., Khmaladze I., Khutsishvili O. (1981) Ophiolites of the Dzirula Massif and Problem of the Paleotethys in the Caucasus //Geotectonica. 5. P. 23-33 (in Russian).
- Gamkrelidze I., Shengelia D. (2005) Precambrian-Paleozoic Regional Metamorphism, Granitoid Magmatism and Geodynamics of the Caucasus. Moscow, Scientific World. (in Russian). 453 pp.
- Gurbanov A., Hannel M., Lippold G., Kober B. (1995) Petrogenesis and Age of Makera and Bulgen Series Rocks in the Greater Caucasus Main Range Zone. VIII Conference on Geology of Ore Deposits. Essentuki. P.168-171 (in Russian).
- Okrostsvavidze A., Klark D., Reynolds P. (2002) Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar Isotope Systems and Age of Pre-Alpine Granitoids of the Dzirula Massif of the Transcaucasian Median Mass //Proceedings of Georgian Acad. Sci. Geological Institute. New series 117. P.173-186 (in Russian).
- Perchuk A. (1993) Metamorphism of Kyanite Bearing Eclogites from Krasnaya Skala Area. (the Fore Range Zone of the Greater Caucasus) //Dokladi of Russian Acad.Sci. Ser.geol. V.1. №1. P.98-109.

- Perchuk A., Gerasimov V. (1992) Main Features of Metamorphism Evolution of Eclogites from the Bolshaya Laba River Basin. The Northern Caucasus //Izvestiya of Russian Acad.Sci. Ser.geol. №3. P.40-52.
- Shengelia D., Ikoshvili N. (1998) New Data on Gneisses of the Khrami Crystalline Massif //Proceedings of Georgian Technical University. №1(417). P.72-79 (in Georgian).
- Shengelia D., Tsutsunava T., Shubitidze L. (2006) New Data on Structure, Composition and Regional Metamorphism of the Tsakhkunyats and Akhum-Asrikchay Massifs (the Lesser Caucasus) //Dokladi of Russian Acad.Sci.Vol. 409. №6. P. 1-6.
- Sholpo L., Sologashvili Dj., Kakulia V., Pavlenishvili E., Asanidze B., Khaburdzania I. (1998) Paleomagnetism of Georgian Rocks //Proceedings of State University. Tbilisi (in Russian).
- Somin M. (2006) Variscian Age of Gneiss-migmatite Complex of the Central Caucasus: Results of U-Pb Age Dating Through Zircons //Isotope Dating of Oreformation Processes, Magmatism, Sedimentation and Metamorphism. Vol. 2. P. 300-304 (in Russian).
- Somin M., Baianova T., Levkovich N., Lavrishchev V. (2004) Geological and Geochronological Investigations of Metamorphic Basement of the Greater Caucasus Main Range Zone //Proceedings of Georgian Acad. Sci. Geological Institute. New series 119. P.519-532 (in Russian).
- Srabonyan M., Snejhko V., Dolya A. (1995) Magmatic Complexes of the Northern Caucasus and Problems of Their Classification. In the book; The Main Problems of Geological Study and Using of Mineral Resources of the Northern Caucasus. Essentuki. P.43-63 (in Russian).
- Stampfli G., Borel G. (2002) A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained by Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrons //Earth and Planetary Science Letters. 196. P.17-33 (in Russian).
- Taylor S., McLennan S. (1985) The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London. Blackwell. 384 pp.
- Tsutsunava T. (2005) Low Temperature Regional Metamorphism of the Caucasus. Doctoral thesis, Geological Institute of Georgian Acad. Sci. 224 pp. (in Russian).
- Tsutsunava T., Ikoshvili N. (1998) On Metamorphites of the Khrami Crystalline Massif //Proceedings of Georgian Technical University. №4(418). P.78-85 (in Georgian).
- Zakariadze G., Karpenko S., Basilev B., Adamia Sh., Oberhansli R., Soloviova N., Lialikov A. (1998) Petrology, Geochemistry and Sm-Nd Age of Late Hercynian Paleooceanic Complex of the Dzirula Inlier of the Transcaucasian Massif //Petrologia. 6(4). P. 422-444 (in Russian).
- Zaridze G., Tatrishvili N., Khmaladze I., Dudauro O. (1965) The Khrami Massif //Proceedings of Acad. Sci. GSSR, Geological Institute. New series Vol. 1. P.135-144 (in Russian).

PETRO- AND GEOCHEMISTRY OF LATE VARISCAN GRANITOIDS OF THE CAUCASUS

D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze

Petro- and Geochemistry of Late Variscan Granitoids of the Caucasus. D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., №1/9, Tbilisi 0193, Georgia (d_shenge@yahoo.com).

Within the Caucasus the Late Variscan (Sudetic) orogeny was a period of formation of postmetamorphic potassic granitoids and as a result of the processes, true continental crust is being formed. It is also a time of outcropping of deeply buried crystalline rocks. The Late Variscan granitoids are mainly represented by bimimicaceous or biotite-bearing microcline granodiorites, rarely - by granites and alaskites. The granitoids of all the exposures are characterized by similar mineral composition, petrologic-geochemical parameters and geodynamic conditions of the formation. The granitoids correspond to the rocks of normal alkalinity and subalkaline varieties of the calc-alkaline series. According to geochemical data, most of the Late Variscan granitoids are attributed to the upper crustal formations and are more comparable with S type granitoids and the minor part - to common-crustal and corresponds to I type granitoids. Distribution of RE and REE (Sm/Nd, La_n/Yb_n, Rb/Sr, Eu/Eu*, Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ et al.) in the granitoids as a whole corresponds to that of these elements in upper-crustal granitoids of the other regions of the world.

კავკასიის გვიანვარიანული გრანიტოიდების პეტროგოქიმიკა. დ.შენგელია, ე.გამკრელიძე, თ.წუწუნავა, ლ.შუბითიძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (d_shenge@yahoo.com).

კავკასიის ფარგლებში გვიანვარიანული (სუდეტური) ოროფაზის გამოვლენის დროს ფორმირდება პოსტმეტამორფული კალიუმანი გრანიტოიდები და შედეგად ყალიბდება ჭეშმარიტი კონტინენტური ქერქი. ამავე დროს ზედაპირზე გამოდის ღრმადდაძირული კრისტალური ქანები. გვიანვარიანული გრანიტოიდები უპირატესად წარმოდგენილია ორქარსიანი ან ბიოტიტანი მიკროკლინიანი გრანოდიორიტებით, იშვიათად – გრანიტებითა და ალიასკიტებით. ყველა გამოსავლის გრანიტოიდები ხასიათდება მსგავსი მინერალური შედგენილობით, პეტროგოქიმიური პარამეტრებით და ფორმირების გეოდინამიკური პირობებით. ეს ქანები შეესაბამება კირტუტე სერიის ნორმალურ-ტუტე და სუბტუტე გრანიტოიდების სახეობებს. გოქიმიური მაზასიათებლების მიხედვით გვიანვარიანული გრანიტოიდების დიდი ნაწილი უპასუხებს ზედა ქერქულ წარმონაქმნებს და ყველაზე უფრო ეთანადება S ტიპის გრანიტოიდებს, ნაკლებად – საერთო ქერქულ შედგენილობას და შეესაბამება I ტიპის გრანიტოიდებს. იშვიათი და იშვიათი ელემენტების (Sm/Nd, La_n/Yb_n, Rb/Sr, Eu/Eu*, Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ და სხ.) განაწილება მათში, მთლიანობაში, მსგავსია ამ ელემენტების განაწილებისა მსოფლიოს სხვა რეგიონების ზედა ქერქულ გრანიტოიდებში.

Петрогеохимия поздневарисских гранитоидов Кавказа. Д.М.Шенгелиа, И.П.Гамкrelidze, Т.Н.Цуцунава, Л.Г.Шубитидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (d_shenge@yahoo.com).

В пределах Кавказа поздневарисская (судетская) орофаза является временем формирования постметаморфических калиевых гранитоидов, в результате чего происходит становление истинно континентальной коры. В это же время на поверхность выходят глубоко погруженные кристаллические породы. Поздневарисские гранитоиды, в основном, представлены двуслюдяными или биотитовыми микроклиновыми гранодиоритами, реже – гранитами и аляскитами. Гранитоиды всех выходов характеризуются сходным минеральным составом, петрогеохимическими параметрами и геодинамическими условиями формирования. Эти гранитоиды соответствуют нормально-щелочным и субщелочным породам известково-щелочной серии. По геохимическим характеристикам большая часть поздневарисских гранитоидов соответствует верхнекоровым образованиям и наиболее сопоставима с гранитоидами S типа, а меньшая часть – общекоровым, отвечая гранитоидам I типа. Распределение РЭ и ПЭЭ (Sm/Nd, La_n/Yb_n, Rb/Sr, Eu/Eu* – Sr/Nd, Rb/Sr-SiO₂ и др.) в этих гранитоидах, в целом, сопоставимо с таковыми в верхнекоровых гранитоидах других регионов мира.

In the crystalline basement of the Caucasus pre-Alpine granitoids of various ages – from Neoproterozoic to Late Paleozoic inclusive are developed. Most widespread Late-Variscan postmetamorphic granitoids are in all the terranes of the Caucasus except the Iran-Afghanian one.

Late Variscan postmetamorphic granite magmatism is one of the most important events in the history of formation of the crystalline basement of the Caucasus. Products of the magmatism are

represented mainly by microcline bearing granites. They are developed: in the Forerange and Bechasin zones (the southern edge of the Scythian platform); in the Elbrus and Pass subzones of the Main Range zone (Greater Caucasian terrane); in the Southern Slope of the Greater Caucasus, in the Dzirula and Khrami crystalline massifs (Black Sea - Central Transcaucasian terrane); and in the Locki crystalline massif (Baihurt-Sevanian terrane) (Fig.1).

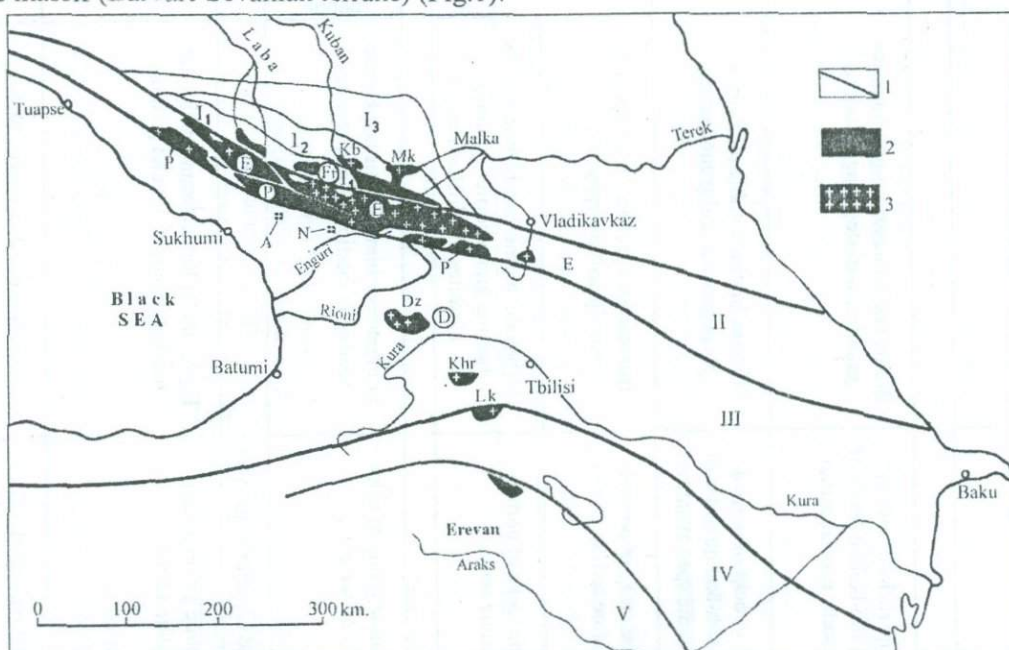


Fig.1. Tectonic zoning of the Caucasus on the basis of the terrane analysis (according to Gamkrelidze, 1997, with additions). I. Part of Scythian platform involved in Neogene time into rising of the Greater Caucasus: I₁ - Forerange zone, I₂ - Bechasin zone, I₃ - zone of North Caucasian monocline; Accretionary terranes: II - Greater Caucasian; III - Black Sea - Central Transcaucasian; IV - Baihurt-Sevanian; V - Iran-Afghanian. 1 - ophiolite sutures; 2 - exposures of pre-Alpine crystalline basement; 3 - exposures of Late Variscan postmetamorphic granitoids: Kb - Kuban, Mk - Malka, E - the Elbrus and P - the Pass subzone of the Main Range zone of the Greater Caucasus, Dz - Dzirula, Khr - Khrami, Lk - Locki.

Geodynamic-petromineralogical peculiarities and age data of Late Variscan granitoids of the Caucasus are presented in Tab.1.

PETROCHEMISTRY

Composition of Late Variscan granitoids of the Caucasus is given in Tab. 2 and distribution of petrogenic elements in granitoids from various structural units is shown in Fig. 2 and 3. Petrochemical investigations are based on 224 total silicate analyses.

The Bechasin zone

In the Bechasin zone Malka and Kuban complexes of Late Variscan granitoids are distinguished. The Malka complex is represented by biotite and two-mica bearing granitoids and biotite, biotite-hornblende bearing hybrid granitoids. Potapenko et al (1999) consider that according to petrochemical parameters - factor of potassium content (0.41-0.42) and ferruginity (0.52-0.56), the Malka complex granitoids could be transitional from I to S types of granites: by Sr isotope data - 0.7059 they are close to I type, by Rb - (Y+Nb) diagram they correspond to interplate granites (Hanel et al., 1992) and by Rb, Nb, Ni and Cu content in quartz - to the crustal type granites (Gurbanov et al., 1986). Petrochemical diagrams (Fig. 2) show that granitoids of the Malka complex belong to the rocks of calc-alkaline series occupying the field of normal - alkaline and subalkaline granitoids (Tab. 1). They show both - potassic ($K_2O - 1.25-5.70\%$), as well as sodic ($Na_2O - 2.7-6.0\%$) character. Parameters A/CNK in normal and hybrid varieties change within 1.03-1.36 and 0.98-1.30 correspondingly. On the diagram D₁-D₂ they mainly occupy the field of I-granites. According to the above stated, the Malka complex granitoids most likely answer the MCS (mantle-crustal subduction by V.E. Khain, 1995) granitoids with participation of the old continental crust. These rocks answer to transitional type of granitoids from I to S. According to mineral - petrographic classification Malka complex granitoids are attributed to MPG type (Tab. 1).

Isotopic-geochronological data	Geochemical and mineralogic-petrographical types, place of magma generation and heat sources	Petrochemical series, group	Main types of the rocks	Granitoids
The Bechasin zone				
K -Ar – 320 Ma (Afanasiew, 1958); 320-360 Ma (Shengelia, 1972); 290-300 Ma (Usik, Lebedko, 1985)	Subduction granitoids transitional from I to S types and attributed to MPG (by B. Barbarin, 1999) and MCS (by V.E. Khain, 1995) group.	Calc-alkaline rocks of normal-alkaline and sub-alkaline series of potassic or sodic specialization	Biotite and bimicaceous granodiorites, granites, alaskites, plagioclaskites	The Malka granitoids
No data	Hybrid granitoids formed by influence of leucocratic trondhjemite magma on basic and ultrabasic rocks	Calc-alkaline rocks of normal-alkaline and sub-alkaline series of potassic or sodic specialization	Biotite, biotite-hornblende bearing plagiogranites and granodiorites	
K-Ar – 320 Ma (Afanasjev, 1958)	Subduction granitoids of S type.	Calc-alkaline rocks of normal-alkaline series	Bimicaceous granite – gneisses and granite-porphyrates	The Kuban granitoids
No data	Subduction mantle-crustal granitoids of I type.	Calc-alkaline rocks of normal-alkaline series	Hornblende, biotite-hornblende, biotite bearing granodiorites, granites, alaskites plagioclaskites	
The Fore Range zone				
No data	Subduction island arc granitoids of crustal-anatectic category (CA), corresponding to granitoids of I and S types and MPG group	Normal-alkaline group of calc-alkaline series	Equigranular bimicaceous and biotite bearing granodiorites and granites	Granitoids of the Tokhan nappe
The Elbrus subzone of the Main Range zone of the Greater Caucasus				
K-Ar – 290-320 Ma (Afanasiev, 1968; Dolya, 1995; Gurbanov, Artez, 1996); U-Pb – 305±5Ma (Bakuradze et al, 1990). Rb-Sr – 290-305Ma (Bakuradze et al, 1990; Petrology of metamorph.... 1991)	Subduction island arc granitoids of crustal-anatectic category (CA), corresponding to granitoids of I and S types and MPG group	Normal-alkaline group of calc-alkaline series	Equigranular bimicaceous and biotite bearing granodiorites and granites	The Ullukam granites
K-Ar – 317-330Ma (Shengelia, 1972); U-Pb – 305-320 Ma (Bakuradze et al., 1990)	Subduction island arc and mantle arc-island granitoids. 63% of granitoids correspond to granites of S-type and 36% - to I type. They answer to MPG and CPG and KCG group	High potassic normal-alkaline and subalkaline group of calc-alkaline series	Microcline porphyroblastic biotite, bimicaceous and rarely fibrolite bearing granites, granodiorites, diorites, quartz-diorites and gabbro and their gneissous varieties; microcline bearing alaskites	Porphyroblastic microcline bearing granitoids

Scheme of genetic-geodynamic tipification of Late Variscan granitoids of the Caucasus

Table 1

Isotopic-geochronological data	Geochemical and mineralogic-petrographical types, place of magma generation and heat sources	Petrochemical series, group	Main types of the rocks	Granitoids
The Pass subzone of the Main Range zone of the Greater Caucasus				
No data	Subduction granitoids of mantle-crustal I type and ACG group	Normal-alkaline, rarely subalkaline group of calc-alkaline series	Biotite and biotite-hornblende bearing granitoids of TTG association	The Sakeni granitoids
K-Ar – 209-299±19 Ma (Shengelia, 1972)	Subduction arc-island granitoids of crustal-anatectic category (CA), corresponding to granitoids of I and S types and MPG group	Normal-alkaline group of calc-alkaline series	Equigranular two-mica granodiorites and granites	Granitoids associated with the Laba metamorphic complex
The Southern slope of the Greater Caucasus				
K-Ar (muscovite) – 324±12 and 341±14 Ma (Dudaury et al., 1973)	Subduction island arc granitoids of I and S types and MPG group, belonging to crustal-anatectic (CA) category, being formed with slight participation of mantle material	High potassic subalkaline rocks of calc-alkaline series	Chloritized and muscovitized plagiogranites, plagiogranodiorites, granodiorites, granites, alaskites	Granitoids of the Atsgha tectonic wedge
No data	Subduction island arc granitoids of I and S types and MPG group, belonging to crustal-anatectic (CA) category, being formed with slight participation of mantle material	No data	Muscovitized granites, granodiorites and alaskites	Granitoids of the Nenskra tectonic wedge
The Dzirula crystalline massif				
K-Ar – 314-336 Ma (Dudaury et al., 1999); 304±4 Ma (Okrostsvaridze et al., 2002); Rb-Sr – 352±21 Ma (Okrostsvaridze et al., 2002)	Subduction island arc granitoids of crustal-anatectic category (CA) being formed with slight participation of mantle material. Correspond to I and S types and MPG group	Normal-alkaline rocks of calc-alkaline series with equal content of K ₂ O and Na ₂ O	Biotite and binary granites and granodiorites, alaskites and aplites	Porphyreous (the Rkvia intrusion) and equigranular granitoids
K-Ar – 325-316 Ma (Bartnitsky et al., 1990; Dudaury et al., 1995)	Subduction island arc and mantle arc-island granitoids, corresponding to granites of S and I type. Belong to MPG and CPG and KCG group.	High potassic normal-alkaline and subalkaline group of calc-alkaline series	Microcline bearing porphyroblastic granite-gneisses, migmatites, quartz-diorites and gabbro	Porphyroblastic microcline granitoids
The Khrami crystalline massif				
K-Ar – 326±7, 326±6 Ma and 325±6 Ma (Dudaury et al., 1990, 1995)	Subduction crustal-anatectic granitoids of I type, transitional between MPG and ATG groups, formed in ensialic island arc (microcontinent), where lower crust was involved in fusion.	Normal-alkaline rocks of calc-alkaline and tholeiitic series	Massive equigranular biotite and two-mica (rarely garnet) bearing granites, granodiorites, alaskites and aplites	Granitoids
The Locki crystalline massif				
K-Ar (average data of determination of 15 samples) - 327±6 Ma (Dudaury et al., 1999; Vashakidze, 2000)	Subduction granitoids, mainly of I type as well as S and A types corresponding to MPG group. Most part of these rocks was formed as a result of palingenesis of Late Devonian quartz-diorites and small part – by fusion of other rocks of sialic crust	Subalkaline and normal alkaline rocks of the calc-alkaline series	Massive two-mica and muscovitized granites, granodiorites, alaskites, aplites	Granitoids

Table 1 (Continuation)

Table 2

Composition of Late Variscan (Sudetic) granitoids of the Caucasus (mas. %)

Sam.No	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
The Bechasin zone														
The Malka granitoids														
Normal granitoids														
455	69.85	0.28	15.70	1.44	1.35	0.11	0.63	1.15	3.72	3.60	0.10	1.69	0.07	99.85
465	70.08	0.30	15.03	1.03	2.52	0.07	0.62	1.27	3.80	4.00	0.37	0.71	0.07	99.87
446	68.40	0.32	16.26	1.47	1.44	0.12	0.72	1.55	4.00	4.00	0.28	0.90	0.10	99.56
449	72.03	0.23	13.79	1.13	1.70	0.05	1.82	2.67	4.00	1.25	0.04	1.08	0.18	99.97
454	76.83	0.49	12.43	0.83	0.15	0.04	0.17	0.23	6.00	1.50	0.33	1.07	-	100.07
467	72.03	-	14.62	1.92	0.36	-	0.63	0.70	3.20	4.20	0.60	1.66	0.09	100.01
462	76.80	-	12.71	1.44	-	0.03	0.61	0.48	3.25	3.20	0.22	1.12	0.07	99.93
466	72.20	0.27	13.77	2.52	0.07	-	0.57	0.34	2.20	5.40	0.64	1.48	0.06	100.17
24	73.95	-	14.49	0.58	0.36	0.04	0.29	0.91	4.10	3.80	0.16	1.04	0.10	99.82
25	74.16	0.15	13.77	0.92	-	-	0.38	0.77	3.40	4.60	0.39	1.21	0.10	100.24
21	69.30	0.23	15.43	0.91	1.98	0.07	0.84	2.37	3.40	3.60	0.11	0.46	1.04	99.74
354	76.40	0.23	12.45	1.15	0.90	0.01	0.23	0.75	3.70	4.20	-	0.09	0.22	100.33
Hybrid granitoids														
135	65.04	0.42	16.38	1.26	2.79	0.10	2.74	0.89	4.70	2.70	0.60	2.40	0.08	100.10
146	58.97	0.45	15.66	2.17	3.78	0.14	5.03	3.60	3.50	2.70	0.98	2.92	0.07	99.97
142	63.85	0.50	16.04	1.86	2.88	0.09	2.43	3.72	3.00	3.90	0.25	1.45	0.18	100.20
135	65.04	0.42	16.38	1.26	2.79	0.10	2.74	0.89	4.70	2.70	0.60	2.40	0.08	100.10
141	64.40	0.47	16.09	1.86	2.88	0.09	2.33	3.27	3.00	3.80	0.44	1.54	0.09	100.26
151	65.53	0.45	16.09	1.67	3.78	0.08	2.32	2.60	3.00	3.00	0.20	1.38	0.10	100.20
156	67.70	0.47	16.02	1.87	1.62	0.04	1.33	3.79	3.00	3.00	0.11	0.77	0.05	99.77
157	71.03	0.26	14.81	1.14	0.76	0.03	0.34	1.05	3.00	4.10	0.14	3.18	0.10	99.94
154	64.78	0.45	17.00	2.01	2.52	0.10	1.28	2.18	4.70	1.70	0.72	2.20	0.12	99.76
143	74.75	0.21	13.22	0.72	0.18	-	0.23	1.24	3.80	4.70	-	0.78	0.07	99.90
150	72.00	0.15	14.46	0.71	0.90	0.05	0.48	1.05	3.20	5.70	0.44	0.74	-	99.88
The Kuban granitoids														
Б	75.88	0.11	12.83	1.27	0.28	0.02	0.20	0.52	4.98	2.99	0.12	0.56	0.06	99.84
208	67.29	0.38	14.98	1.79	1.16	0.03	1.05	2.81	3.00	4.40	0.61	2.47	0.07	100.04
1	64.35	0.51	14.87	0.65	3.12	0.08	1.30	4.30	3.17	4.18	0.34	3.21	-	100.08
2	66.54	0.52	14.52	1.05	2.98	0.08	1.83	2.54	4.55	3.23	0.20	-	-	99.60
The Main Range zone of the Greater Caucasus														
The Elbrus subzone														
The Ullukam granites														
2552	72.43	0.47	15.00	0.71	1.88	0.01	0.61	1.62	3.20	3.20	0.20	0.59	0.16	100.22
2703	72.00	0.17	13.94	0.93	1.44	0.07	0.29	2.00	3.30	4.70	0.10	0.70	0.48	100.12
2896	72.80	0.25	14.09	1.41	0.54	0.03	0.39	1.62	3.20	4.10	0.10	1.08	0.17	99.78
2918	71.88	-	14.09	1.95	0.36	0.07	0.78	0.97	3.40	4.20	0.38	1.44	0.32	99.84
64	74.23	-	14.62	1.52	-	-	0.45	1.02	4.10	2.50	0.28	0.90	0.14	99.76
63	73.37	0.21	14.29	0.66	0.65	0.03	0.38	2.06	3.90	2.90	0.35	1.01	0.07	99.88
32	72.12	-	14.09	2.13	0.54	0.03	0.73	2.03	3.80	3.20	0.28	0.82	0.06	99.85
100	71.35	0.39	15.14	1.97	0.18	-	0.85	2.49	3.50	2.30	0.71	0.77	0.13	99.78
164	73.40	0.08	15.01	1.01	0.36	0.07	0.36	1.63	3.50	4.10	0.28	0.36	0.13	100.29
95	68.80	0.39	16.56	2.06	1.08	0.10	1.00	1.84	4.60	2.00	0.33	1.65	0.23	99.76
117	73.78	0.10	13.58	1.51	0.62	-	0.42	1.85	5.00	2.70	0.20	0.52	0.11	100.39
89	74.09	-	14.45	1.03	-	-	0.31	1.15	3.80	3.00	0.16	0.64	0.14	99.62
120	72.35	0.27	14.46	1.06	0.43	0.03	0.49	1.31	3.90	3.70	0.50	1.32	0.10	99.92
Porphyroblastic granitoids														
114-4	69.21	0.38	16.44	2.64	-	0.01	1.19	2.86	5.02	1.60	-	-	0.10	99.55
183-6	68.92	0.20	16.13	1.29	1.44	0.07	0.80	1.24	4.00	4.00	0.09	1.09	0.09	99.26
212-6	74.55	0.05	14.63	1.31	0.27	0.07	0.32	1.32	3.50	3.70	0.39	0.19	0.07	100.37
213-6	72.77	0.20	14.63	0.83	1.48	0.07	0.54	2.06	3.70	2.40	0.06	1.30	0.06	100.10
2647	70.97	0.22	14.29	1.26	0.80	-	1.32	1.04	2.80	5.00	0.19	1.87	0.12	99.88
2691	70.19	0.46	14.91	1.21	2.24	0.03	1.28	2.05	3.00	2.90	0.37	1.35	0.07	99.86
2706	71.46	0.07	13.93	1.54	1.48	0.04	0.46	2.73	3.52	3.66	0.38	0.50	0.19	99.96
2864	60.35	0.43	18.44	3.24	2.06	0.07	2.23	2.36	2.90	6.20	0.37	1.04	0.07	99.76
2869	71.82	0.30	14.66	0.32	2.52	-	0.64	2.00	2.60	4.00	0.32	0.54	0.22	99.94
281	71.26	0.26	14.16	1.43	1.36	0.07	0.43	2.05	3.40	3.55	0.62	0.78	0.37	99.94
270	67.84	0.27	15.37	1.74	1.58	0.07	1.00	3.71	3.98	3.48	0.28	0.46	0.27	99.94
599	70.76	0.50	14.29	0.70	2.78	0.07	0.47	2.06	3.70	4.40	-	0.38	0.08	100.19
601	66.28	0.58	14.35	0.23	3.60	0.07	1.29	2.58	3.70	6.30	-	0.56	0.14	99.68
602	65.58	0.40	15.05	0.41	3.78	0.10	0.99	1.89	3.82	7.00	0.09	0.67	0.16	99.96
603	64.43	0.62	15.56	1.11	3.78	0.14	1.35	2.76	4.63	5.20	0.05	0.39	0.23	100.08
607	67.50	0.41	14.37	1.01	3.51	0.10	1.07	2.76	4.64	3.50	0.04	1.08	0.18	100.07

Table 2 (Continuation)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
610	70.32	0.55	13.52	0.71	3.24	0.10	1.19	2.20	4.36	3.10	-	0.64	0.18	100.11
622	75.73	0.15	11.74	0.35	1.44	0.07	0.45	1.05	3.86	4.80	-	0.18	0.12	99.97
2152	62.27	0.45	14.83	0.63	3.68	0.14	0.58	1.93	2.60	5.30	0.04	1.00	0.27	99.72
2240	65.82	0.36	16.88	1.27	3.33	0.03	1.40	2.29	3.60	2.80	-	1.38	0.20	99.87
2395	72.86	0.30	11.03	1.07	4.14	0.05	1.13	1.32	1.70	3.34	0.07	2.83	0.12	99.11
241	65.09	0.23	16.54	1.64	2.13	0.06	1.20	2.89	3.60	4.60	0.17	1.60	0.22	99.97
2414	64.14	0.47	17.40	2.12	2.07	0.10	1.67	2.50	3.60	3.60	0.28	1.68	0.11	99.74
2252	72.50	0.28	13.94	1.22	0.72	0.03	0.90	1.09	2.30	2.80	-	1.28	0.40	99.86
2546	66.55	0.38	14.65	3.93	0.38	0.07	1.77	2.23	4.00	2.80	0.88	2.26	0.11	99.99
2526-1	72.04	0.30	15.89	0.65	1.16	0.01	0.50	1.13	2.50	5.70	0.20	0.18	0.14	100.40
2712	68.80	0.30	14.79	0.54	3.16	0.07	0.97	2.17	3.30	4.00	0.03	1.07	0.43	99.63
2771	73.13	0.22	14.30	0.70	1.08	0.07	0.73	1.39	2.80	3.20	0.41	0.53	0.18	99.74
2786	71.75	0.23	14.91	1.37	0.98	0.03	0.73	2.16	3.00	3.40	0.41	0.93	0.12	100.02
2717	70.57	0.30	15.00	0.91	1.98	0.04	0.94	1.66	2.60	4.40	0.40	0.96	0.21	99.97
2782	72.86	0.17	14.63	0.35	1.44	0.03	0.38	2.05	2.60	3.90	0.13	1.21	-	99.75
48-5-1	70.80	0.15	15.30	0.73	1.00	-	0.72	1.96	3.60	4.40	0.40	0.94	0.04	100.04
164-5	73.40	0.08	15.01	1.01	0.36	0.07	0.36	1.63	3.50	4.10	0.28	0.36	0.13	100.29
105-5	72.50	0.12	14.79	1.31	0.36	0.03	0.70	1.13	3.70	4.20	-	0.86	0.10	99.80
43-5	71.32	0.20	15.98	0.71	1.43	-	1.95	1.96	2.46	2.66	0.30	1.04	-	100.01
15	71.90	0.02	16.01	0.07	1.01	0.05	0.75	0.69	2.98	5.25	0.31	0.44	0.22	99.70
302-5	71.30	0.12	12.58	0.46	1.14	-	0.07	1.51	2.66	3.34	3.16	2.12	0.09	99.50
318-5	69.57	0.44	16.09	1.33	2.06	0.03	1.16	1.97	3.10	4.20	0.13	0.21	0.09	100.17
371-5	68.25	0.30	16.60	1.32	1.88	0.03	0.86	1.97	4.90	3.20	0.20	0.14	0.10	100.34
300-5	67.78	0.32	14.68	1.24	3.24	0.07	1.51	2.68	4.00	3.30	0.16	0.66	0.29	99.93
369-5	70.58	0.36	14.27	1.22	0.86	0.04	0.76	1.40	3.70	1.90	0.25	1.29	0.04	99.68
289-5	66.45	0.44	16.09	1.13	4.50	0.07	1.60	1.13	2.40	4.40	0.55	1.33	0.05	100.14
396-5	69.88	0.30	16.43	0.54	2.08	0.07	1.99	1.15	3.20	2.70	0.28	1.18	0.14	99.89
326-5	72.09	0.42	14.44	1.44	1.08	0.03	1.09	2.92	3.40	1.80	-	1.00	0.21	99.92
394-5	71.99	-	14.97	1.54	0.36	-	0.61	1.70	3.60	3.50	0.25	1.09	0.19	99.80
401-5	71.58	0.22	14.81	0.94	0.81	0.06	0.57	1.31	3.80	4.30	0.42	1.00	0.17	99.99
286-5	75.26	0.19	13.77	0.86	0.90	0.03	0.44	1.00	2.50	3.50	0.56	0.82	0.03	99.86
406-5	72.95	-	14.09	1.00	0.36	0.03	0.70	1.08	3.20	4.90	0.13	1.07	0.22	99.73
415-5	75.40	-	13.93	0.40	-	-	0.24	1.95	3.60	4.00	0.11	0.39	0.09	100.11
410	77.57	-	11.28	0.75	0.72	0.07	0.31	0.76	2.40	4.80	0.36	0.66	0.09	99.97
21	72.52	0.16	14.80	0.46	1.80	0.04	0.84	1.69	3.30	3.40	0.33	0.71	0.08	100.13
26	65.07	0.67	16.00	1.84	3.78	0.04	2.00	2.26	3.42	2.40	0.32	1.72	0.44	99.99
27	70.33	0.35	15.00	0.52	2.34	-	1.35	2.45	3.30	3.00	0.23	0.73	0.20	99.80
116	67.96	0.38	15.73	0.91	3.60	0.03	1.27	2.90	3.44	2.56	0.04	1.02	0.26	100.14
111	68.55	0.35	14.79	1.00	1.51	0.04	1.35	1.86	4.20	4.40	0.28	1.42	0.14	99.89
115	74.07	0.25	15.13	0.14	1.08	-	0.67	0.58	2.75	4.60	0.36	0.38	0.04	100.05
25	69.40	0.30	15.30	0.62	1.65	0.10	0.72	3.08	1.96	2.12	2.20	2.00	0.20	99.65
29	65.47	0.50	16.66	2.08	1.44	-	1.42	1.17	2.20	5.70	0.92	3.74	0.46	99.96
22	71.90	0.26	14.30	0.66	1.98	0.03	1.31	1.33	3.30	3.00	0.19	1.35	0.09	100.70
103	72.06	0.27	13.00	0.86	1.94	0.05	1.43	1.05	5.00	2.30	0.20	2.14	0.06	100.36
11	70.51	0.18	13.05	1.17	1.08	0.04	1.84	1.52	2.20	5.00	0.40	1.40	0.04	100.33
12	64.96	0.60	13.92	1.41	2.95	0.21	2.61	1.86	4.00	4.40	0.16	3.00	0.14	100.16
185-6	72.14	0.15	15.16	1.77	0.36	0.03	0.80	0.50	3.90	3.90	-	1.16	0.11	99.98
Alaskites														
258	74.14	-	13.59	1.90	0.30	-	-	0.88	3.45	4.65	0.40	-	0.06	99.97
329	71.19	0.25	12.75	0.70	1.80	0.07	0.28	1.12	4.60	5.58	1.44	-	0.01	100.15
330	69.42	0.30	14.45	0.75	2.70	0.07	0.45	1.33	4.00	5.60	1.02	-	0.02	100.01
866	67.33	0.30	15.13	0.80	3.06	0.14	0.66	-	4.60	6.06	1.01	-	0.17	100.33
977	74.63	-	15.30	0.51	1.26	0.10	0.12	1.23	3.70	3.30	0.06	-	0.01	100.22
2287	75.08	0.08	13.26	0.34	0.62	0.14	0.42	1.15	3.40	5.10	0.72	-	0.01	100.32
175	7590	0.02	13.32	0.35	1.08	-	0.30	0.97	2.70	4.66	0.66	0.02	0.02	99.99
The Pass subzone The Sakeni granitoids														
838	64.91	0.65	16.33	4.90	-	0.09	2.18	4.57	3.10	2.43	-	-	0.20	100.40
252	58.60	0.53	17.85	2.80	3.50	0.08	1.19	7.82	7.82	2.00	0.37	1.78	-	99.54
344	47.85	0.82	17.61	3.97	8.05	0.06	5.81	8.53	8.53	1.90	0.27	1.81	-	99.68
427	64.80	0.39	15.13	1.49	4.55	0.25	1.83	5.32	5.32	2.50	0.19	0.90	-	99.97
431	63.02	0.38	16.32	2.49	3.36	0.10	2.55	4.99	4.99	1.60	0.30	1.76	-	99.97
436	62.90	0.37	15.98	1.72	4.76	0.09	1.91	5.21	5.21	2.20	0.20	1.13	-	99.97
440	54.05	0.83	17.17	2.80	6.16	0.18	4.38	7.67	7.67	2.10	0.35	1.85	-	99.04
448	64.41	0.63	14.79	2.17	3.92	0.12	1.59	4.99	4.99	2.30	0.40	1.45	-	99.67
470	57.57	0.90	18.12	2.95	4.34	0.13	2.63	5.98	5.98	1.40	0.35	2.30	-	100.03
482	64.72	0.49	15.13	0.47	3.50	0.19	1.55	3.55	3.55	2.60	0.20	1.09	-	100.17
492	68.10	0.40	15.30	0.86	2.87	0.20	0.51	0.51	0.51	3.00	0.25	1.23	-	99.57
494	64.60	0.37	18.02	2.32	1.40	0.17	0.71	3.43	3.43	3.10	0.10	0.62	-	99.81
513	69.92	0.37	14.35	1.55	2.52	0.18	1.03	3.10	3.10	3.40	0.20	0.86	-	99.98

Table 2 (Continuation)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
521	66.45	0.43	15.47	2.48	2.66	0.16	1.21	3.88	3.88	2.50	0.27	1.75	-	99.74
550	70.23	0.36	14.11	1.09	2.94	0.19	0.47	3.88	3.88	3.70	0.10	0.88	-	99.88
743	61.38	0.82	16.32	2.88	4.27	0.12	2.71	5.32	5.32	2.20	0.30	1.58	-	99.90
789	68.28	0.42	14.78	0.63	3.92	0.20	1.19	3.77	3.77	3.70	0.10	1.18	-	100.07
795	59.53	0.60	18.19	0.22	5.80	0.07	2.31	6.76	6.76	2.60	0.38	1.47	-	99.53
798	63.46	0.78	16.15	1.79	4.27	0.09	2.31	5.54	5.54	2.00	0.26	1.31	-	99.96
799	60.85	0.78	17.51	2.33	4.34	0.13	2.71	5.54	5.54	2.00	0.25	1.52	-	100.28
800	58.43	0.62	16.15	2.93	5.63	0.08	3.82	6.84	6.84	1.50	0.22	1.38	-	99.50
1426	49.93	0.84	14.30	5.86	5.43	0.44	6.91	10.2	10.2	1.04	0.39	1.49	-	99.53
1451	65.37	0.76	16.56	2.10	3.61	0.19	2.57	2.41	2.41	2.97	0.31	1.05	-	99.69
1456	50.73	0.94	15.60	3.89	7.44	0.47	5.89	8.83	8.83	1.88	0.27	1.12	-	100.11
1460	51.72	1.07	16.15	3.79	6.07	0.19	5.95	7.47	7.47	2.09	0.33	1.52	-	99.32
The Southern Slope of the Greater Caucasus														
Granitoids of the Atsgha tectonic wedge														
167	74.29	0.08	14.11	0.42	0.54	-	0.17	0.23	2.19	5.70	0.50	0.94	-	99.78
172	71.37	0.09	13.94	0.44	1.62	0.02	0.44	1.82	3.15	5.76	0.47	0.61	-	99.71
174	72.75	0.08	14.14	0.81	1.08	0.02	0.60	1.25	3.48	4.15	0.58	0.83	-	99.77
223	73.90	0.07	13.53	0.35	0.90	0.02	0.26	1.12	3.31	5.12	0.36	0.70	-	99.69
The Dzirula massif														
Porphyroblastic granitoids														
439	64.96	1.47	14.79	3.33	1.98	0.14	1.90	3.31	3.90	2.50	0.14	1.18	1.10	99.71
488	69.10	0.44	13.78	0.58	4.17	0.07	1.87	2.59	2.79	3.10	0.31	0.32	0.40	100.06
12	60.42	0.41	18.08	2.01	3.08	0.11	2.01	4.50	3.99	3.30	0.46	0.47	1.40	100.88
19	63.47	0.50	16.87	2.30	2.86	0.10	0.95	4.49	3.80	2.50	0.09	0.80	1.16	99.89
457	62.00	0.58	16.37	2.26	3.04	0.16	1.80	2.52	4.68	3.95	0.43	0.40	1.16	99.96
59	60.74	0.89	16.35	2.94	3.87	0.07	1.91	4.57	3.04	3.37	0.54	0.10	1.24	99.99
64	68.22	0.48	15.83	2.04	1.98	0.05	1.07	4.46	3.04	1.64	0.11	0.13	0.79	99.84
66	67.16	0.26	16.70	2.24	1.80	0.05	1.22	3.61	2.50	2.60	0.08	0.08	1.40	99.70
102	77.09	-	11.74	0.72	0.63	0.07	0.26	0.54	4.70	3.46	-	0.04	0.60	99.85
1004	65.98	0.55	15.90	1.76	2.84	0.06	0.65	2.89	3.51	4.58	0.25	0.15	0.89	100.0
1005	65.51	0.56	16.07	1.72	2.76	0.05	0.62	3.01	3.78	4.98	0.24	0.03	0.67	100.0
Porphyreous granites (the Rkvia Intrusion)														
1130	69.94	0.25	15.51	2.53	0.18	0.05	0.67	1.36	3.87	3.54	0.18	0.62	1.30	99.82
1509	70.19	0.25	15.33	2.78	0.18	0.05	0.57	1.60	3.78	3.62	0.13	0.58	0.94	99.87
1248	71.73	0.31	14.23	0.74	1.98	0.05	0.83	1.59	3.28	3.76	0.16	0.15	1.17	99.98
1314	73.65	0.28	13.73	0.67	2.17	0.05	0.48	1.30	3.56	3.42	0.10	0.16	0.70	100.00
100	72.08	0.24	15.56	0.46	1.46	0.05	0.49	1.02	3.66	3.64	0.18	1.12	-	99.94
1309	77.68	0.09	12.36	0.40	0.90	0.03	0.18	0.64	3.56	3.24	0.15	0.19	0.59	100.00
1322	75.56	0.23	11.94	0.34	2.17	0.05	0.48	1.30	3.56	3.42	0.10	0.16	0.70	100.01
1127	73.29	0.07	14.93	0.03	1.08	0.02	0.20	0.76	3.69	4.07	0.21	0.31	1.33	100.00
Equigranular granitoids														
03-10	68.29	0.29	13.16	4.56	-	0.11	0.47	1.79	4.10	3.57	-	-	0.05	100.76
03-11	73.93	0.22	13.28	1.54	-	0.01	0.19	0.14	2.78	5.15	-	-	0.04	99.89
03-12	73.76	0.23	13.47	1.85	-	0.02	0.32	0.16	2.46	5.45	-	-	0.04	100.32
03-17	70.48	0.03	11.87	0.68	-	0.08	0.15	4.93	3.55	4.36	-	-	-	100.49
03-26	78.95	0.07	12.12	0.88	-	0.01	-	0.20	3.37	3.98	-	-	0.01	100.40
03-38	73.22	0.14	13.32	2.26	-	0.04	0.24	0.78	3.74	4.58	-	-	0.01	99.47
03-42	74.26	0.13	13.06	2.12	-	0.04	0.18	0.70	3.43	4.83	-	-	0.02	99.56
03-57	75.97	0.10	12.06	0.76	-	0.01	0.10	0.62	1.73	7.19	-	-	-	100.24
03-58	72.14	0.31	13.85	2.30	-	0.03	0.47	1.67	2.91	4.48	-	-	0.07	99.40
01-47	72.02	0.26	14.07	2.53	-	0.04	0.81	2.13	3.26	3.78	-	-	0.09	99.96
02-23	72.64	0.18	12.33	1.44	-	0.04	0.62	0.64	2.53	5.09	-	-	0.08	95.62
301	71.76	0.20	14.09	1.60	1.26	0.10	0.95	2.21	3.90	3.40	0.05	0.49	0.22	100.23
543	70.93	0.13	13.57	1.40	1.44	0.07	0.81	1.97	3.60	4.30	0.04	0.94	0.55	99.75
63	73.48	0.22	13.57	0.97	1.17	0.03	0.92	1.91	2.36	4.45	0.04	0.06	0.82	100.00
68	72.10	0.13	13.92	1.12	1.44	0.25	0.76	1.70	2.66	4.63	-	0.10	1.14	99.95
198	72.00	0.28	14.27	0.37	1.52	0.04	0.90	1.04	2.64	4.35	0.12	1.40	0.82	99.79
61	75.14	0.05	12.70	1.89	0.72	0.03	0.53	1.17	2.95	3.94	-	0.04	0.84	100.00
1102	74.64	-	14.28	1.03	0.45	0.25	0.17	0.79	4.99	1.75	0.34	0.04	0.24	99.97
1426	71.37	0.11	17.94	1.00	0.21	0.04	0.32	0.64	2.95	4.00	0.14	0.16	1.12	100.00
Alaskites and aplites														
03-25	75.38	0.22	14.05	0.40	-	-	0.11	0.18	3.67	4.97	-	-	0.03	100.21
01-48	74.33	0.12	12.69	1.03	-	0.02	0.28	0.82	2.45	6.28	-	-	0.05	100.1
3	77.30	0.04	12.35	0.36	0.13	0.01	0.36	0.40	3.24	4.58	0.20	0.10	0.54	99.95
52	71.33	0.32	13.92	1.95	1.44	0.07	0.71	2.09	3.70	3.90	0.01	0.51	0.85	100.13
736	75.23	0.02	13.05	2.26	0.27	-	0.79	0.88	3.80	4.40	0.06	0.68	0.28	99.72
1156	74.32	0.04	14.44	0.31	1.08	0.10	0.10	0.32	4.12	3.98	0.32	0.28	0.58	99.97
1187	70.37	0.22	15.49	1.34	1.26	0.04	0.42	1.75	4.06	3.95	0.14	0.22	0.74	100.00
1249	72.62	0.08	15.69	1.06	0.18	0.05	0.20	0.41	3.95	4.38	0.38	0.22	0.78	100.00
1125	73.84	0.20	14.15	0.75	0.50	0.06	0.06	0.75	4.10	4.70	0.05	0.57	-	99.73

Table 2 (Continuation)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
The Khrami massif														
03-81	76.97	0.07	12.49	1.12	-	0.03	0.17	0.22	4.24	3.77	-	-	-	100.03
03-82	77.10	0.08	12.51	0.78	-	0.01	0.15	0.23	3.46	4.80	-	-	-	100.28
03-83	72.21	0.22	15.79	1.23	-	0.02	0.48	3.59	4.18	1.07	-	-	0.06	100.29
50	69.67	0.23	16.33	0.64	1.69	0.03	0.57	1.95	4.01	3.12	0.28	1.14	0.13	99.79
51	68.65	0.25	17.15	0.27	2.06	0.06	0.47	1.27	3.71	3.94	0.29	1.99	0.11	100.22
53	76.32	0.03	12.15	0.88	0.72	0.03	0.17	1.05	4.60	3.00	0.20	0.78	0.01	99.94
58	75.88	0.02	11.65	0.56	1.44	0.03	0.17	1.41	3.30	4.00	0.15	0.99	0.01	99.60
115	70.38	0.22	14.61	0.15	0.99	0.07	0.82	2.84	3.36	3.50	-	1.46	0.09	99.84
52	75.57	0.10	12.13	2.16	0.72	0.07	0.37	1.33	3.05	2.96	0.25	0.80	0.11	99.69
200	78.38	0.02	12.00	0.32	1.17	Сп.	0.49	0.91	3.31	2.77	-	0.90	-	99.76
The Locki massif														
Equigranular granitoids														
03-74	71.13	0.28	14.22	2.14	-	0.06	0.62	0.86	3.68	4.22	-	-	0.10	100.19
131	73.10	0.21	13.09	0.30	1.65	0.03	1.00	1.39	4.20	2.90	0.10	1.97	0.12	100.06
323	75.10	0.06	13.94	0.23	0.79	0.03	0.20	0.78	4.30	2.70	0.02	1.26	0.14	99.55
503	72.40	0.15	13.77	0.37	1.73	0.07	1.15	2.46	3.90	2.70	0.04	1.45	0.11	100.03
584	77.14	0.05	12.07	0.52	0.05	-	0.69	0.53	4.00	3.90	0.08	0.22	0.05	99.75
596	77.64	-	12.07	0.54	0.36	-	0.07	0.44	3.50	4.00	-	1.10	0.08	99.80
623	76.70	-	12.24	0.64	0.57	-	0.14	0.79	0.28	0.72	0.02	0.92	0.03	99.59
628	79.50	0.05	11.05	0.44	0.57	-	0.40	0.53	3.50	3.00	0.24	0.98	0.07	100.33
1-114	74.20	0.03	13.40	0.79	0.14	0.03	0.10	1.11	3.80	4.40	0.04	1.40	0.07	99.51
1-135	77.01	0.07	12.58	0.37	0.79	0.07	0.20	1.27	3.40	4.00	0.10	0.16	-	100.02
207	73.50	0.22	12.23	3.19	0.28	0.03	0.37	1.75	3.95	2.85	1.65	-	-	100.02
241	76.15	0.03	12.17	1.12	0.72	0.03	0.44	0.37	3.09	4.85	0.80	-	-	99.77
8	77.00	0.23	13.79	0.64	-	0.01	0.20	0.44	2.62	4.30	0.18	0.71	0.06	100.18
85	74.38	0.21	13.38	1.10	0.37	1.22	1.04	3.84	3.12	0.10	0.14	0.96	0.14	99.96
350	77.84	0.26	12.65	0.63	-	0.01	0.29	0.54	3.22	3.72	0.19	0.54	0.06	99.95
346	76.52	0.11	12.45	1.32	-	0.02	0.57	0.82	4.54	3.46	0.06	0.50	0.10	100.47
369	77.20	0.11	10.71	1.32	-	0.02	0.57	1.17	3.12	4.36	0.34	0.78	0.09	99.79
485	76.48	0.09	13.22	0.72	-	0.05	0.27	1.17	3.22	3.76	0.12	1.16	0.08	100.34
П-255	75.28	0.02	12.82	0.97	0.52	0.05	0.14	0.60	3.43	3.37	0.19	2.11	0.17	99.67
П-239	76.54	0.13	12.01	0.81	0.37	0.02	0.36	1.32	3.50	3.35	0.02	1.37	0.20	100.0
T-284	74.00	0.15	13.05	0.90	1.44	0.03	0.67	0.78	3.70	4.00	0.80	0.64	-	100.16
T-288	78.52	-	12.18	0.36	0.61	-	0.31	0.35	3.80	3.40	0.41	0.13	-	100.07
T-301	76.52	-	13.39	0.76	0.54	-	0.23	0.42	3.40	3.60	0.38	0.60	-	100.06
Aplites														
1-32	76.17	0.07	12.75	0.28	0.71	0.07	0.30	0.64	3.90	4.40	0.10	0.20	-	99.59
1-140	76.81	0.06	11.90	0.15	1.22	0.07	0.46	1.17	3.40	3.70	0.10	0.50	-	99.54
334	76.21	0.20	13.40	0.81	0.22	0.17	0.24	0.77	3.22	4.12	0.09	0.34	0.01	99.99
L-72	76.23	-	12.82	0.21	0.37	0.16	0.43	0.87	3.67	4.54	0.24	0.12	-	100.0
L93	74.15	0.12	13.17	0.75	0.42	0.06	0.11	0.52	3.18	5.32	0.15	0.76	0.27	99.18

The Kuban complex is represented by granite-gneisses and granite-porphyrates and hornblende, biotite-hornblende and biotite-bearing granitoids, alaskites and plagioclaskites. They correspond to calc-alkaline group of normal-alkaline series. According to genetical types the granitoids belong to S and I types (see Tab.1). The Kuban complex granitoids are characterized by the lowest ratio of A/CNK parameter (0.81-1.02) (see Fig.2) among all the Late Variscan granitoids of the Greater Caucasus.

The Fore Range Zone

In the Fore Range zone Late Variscan granitoids are spread only in Tokhan nappe and are analogous to the Ullukam granites of the Elbrus subzone. Correspondingly, their petrochemical description is omitted here, but is given in Tab.1.

The Main Range Zone

The Elbrus subzone

Late Variscan granitoid complex in the Elbrus subzone is developed in nonstratified, intensely migmatized infrastructure (autochthone) and in stratified and nonmigmatized suprastructure (allochthone). The complex is represented by granitoids (so-called Ullukam granites), porphyroblastic granitoids and alaskites.

Petrochemical data of porphyroblastic granitoids show the following (Tab. 2, Fig. 2): they are represented by normal alkaline and subalkaline varieties and mainly cover the field of calc-alkaline series. They are characterized by high content of K_2O and broad variation in composition of femic com-

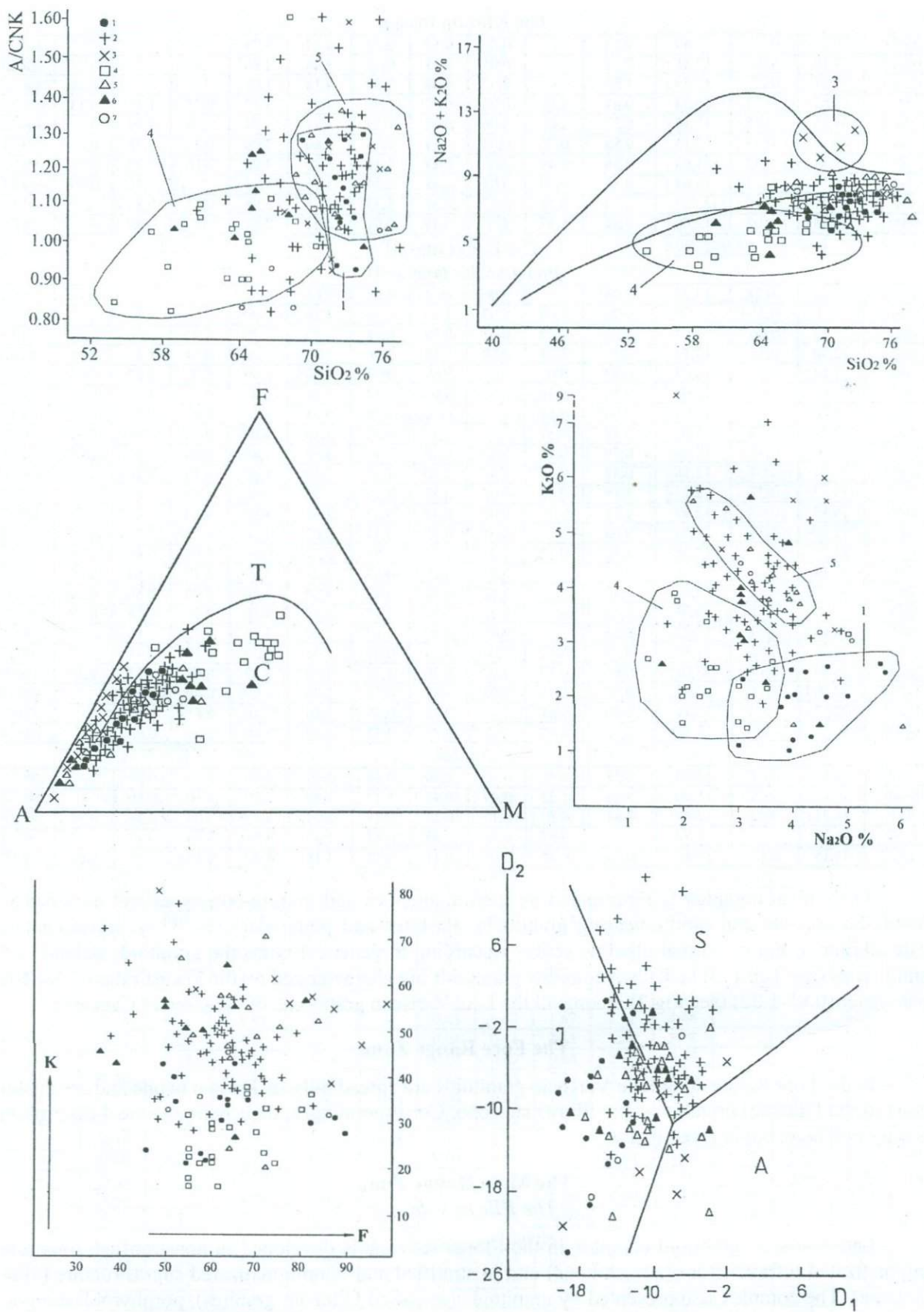


Fig. 2. Petrochemical diagrams for Late Variscan granitoids.

1 – 3 – granitoids of the Elbrus subzone: 1 – the Ullukam granites, 2 – porphyroblastic granitoids, 3 – alaskites; 4 – granitoids of the Pass subzone; 5 – 7 – granitoids of the Bechasin subzone: 5 – the Malka granitoids (normal), 6 – the Malka granitoids (hybrid); 7 – the Kuban granitoids.

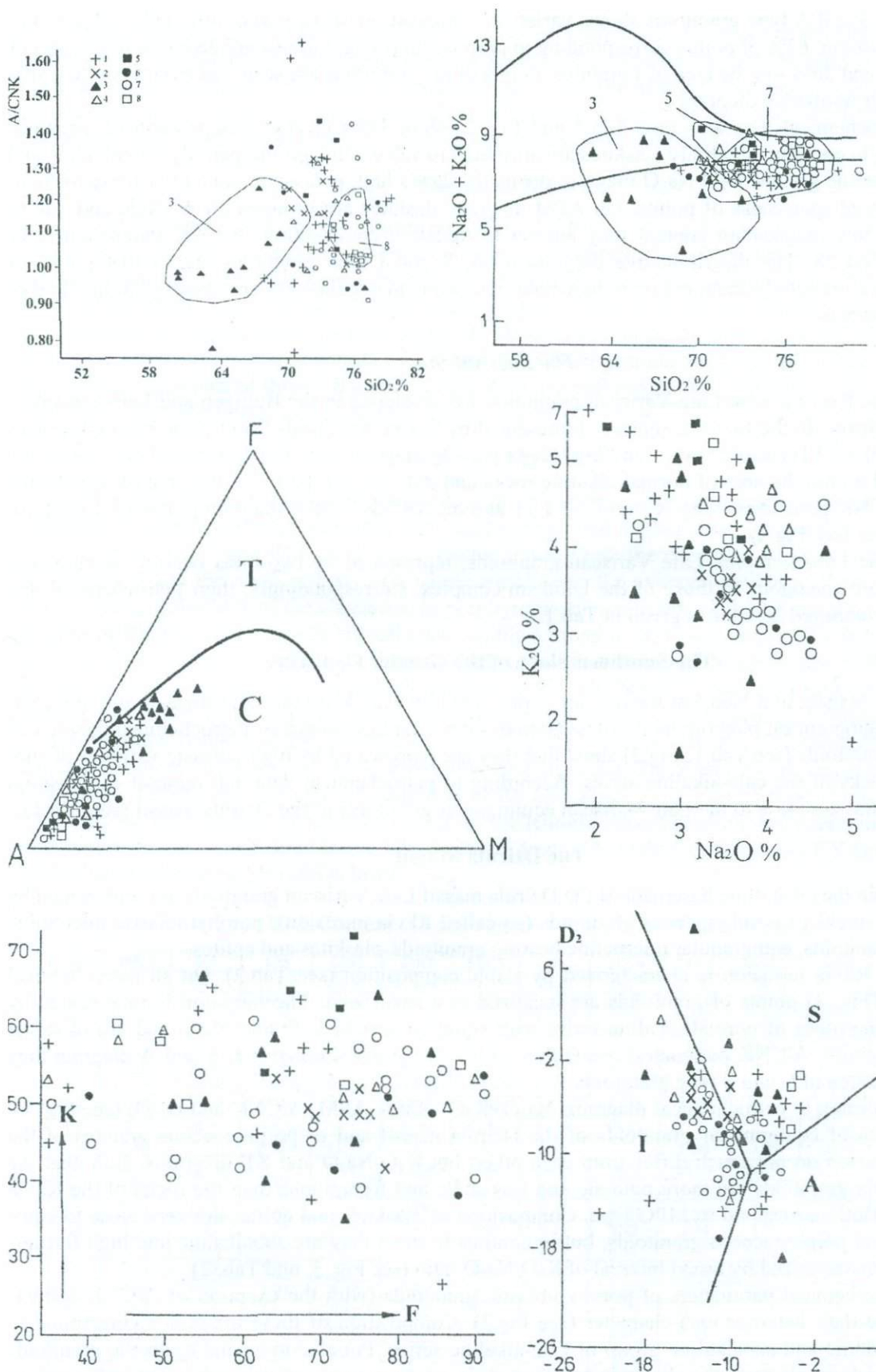


Fig. 3. Petrochemical diagrams for Late Variscan granitoids.

1 - 4 - granitoids of the Dzirula massif: 1 - equigranular, 2 - porphyreous (the Rkvia intrusion), 3 - porphyroblastic, 4 - alaskites and aplites; 5 - granitoids of the Atsgara tectonic wedge of the Southern Slope of the Greater Caucasus; 6 - granitoids of the Khrami massif; 7 - 8 - granitoids of the Locki massif: 7 - granitoids, 8 - aplites.

ponents and sodium. A/CNK parameter varies within wide range – 0.82-1.60. The discriminative diagram of I, S and A type granitoids shows variety of composition of para- and orthorocks subjected to microclinization: 63% of points corresponding to porphyroblastic granitoids are disposed in the area of S granites and 36% - in the area of I granites. Points of the granitoids are scattered over the whole area of Q-Ab-Or normative diagram.

Petrochemical diagrams (see Tab.2 and Fig. 2) show heterogenous composition of alaskites. According to common alkalinity alaskites are attributed to subalkaline group, partially – to alkaline and normal alkaline groups. K_2O-Na_2O diagram distinctly shows high potassium content in these rocks in spite of broad sparseness of points. On AFM diagram alaskites are grouped on AF side and due to extremely low magnesium content they answer to tholeiitic composition. A/CNK parameters vary within 0.81-1.28. The discriminative diagram of A, S and I type granitoids shows that points of alaskites are irregularly scattered over the whole field while plagioclaskites are disposed in the field of I type granitoids.

The Pass subzone

In the Pass subzone Late-Variscan granitoids are developed in the Buulgen and Laba metamorphic complexes. In the first one they are represented by Sakeni granitoids (biotite and biotite-hornblende bearing) of TTG association. On $Na_2O+K_2O - SiO_2$ diagram (see Fig.2) most of the points are distributed within the area of normal-alkaline rocks and only a small part – in the area of subalkaline rocks. A/CNK parameters vary within 0.82-1.11 and on A/CNK – SiO_2 diagram points of TTG form isolated area (see Fig.2).

In the Laba complex Late Variscan granitoids, represented by two-mica bearing equigranular varieties, are analogous to those of the Ullukam complex. Correspondingly, their petrochemical description is omitted here but is given in Tab.1.

The Southern Slope of the Greater Caucasus

The Atsgara and Nenskra wedges are represented by Late Variscan chloritized and muscovitized plagiogranites, plagiogranodiorites, granodiorites, granites, alaskites. Petrochemical parameters of these granitoids (see Tab.1, Fig.3) show that they are represented by high potassic varieties of sub-alkaline rocks of the calc-alkaline series. According to petrochemical data and mineral composition the granitoids are close to the Late Variscan equigranular granitoids of the Dzirula massif (see Tab.1).

The Dzirula Massif

Within the crystalline basement of the Dzirula massif Late Variscan granitoids are represented by dikes and stocks of porphyreous granitoids (so called Rkvia intrusion), porphyroblastic microcline bearing granitoids, equigranular microcline bearing granitoids, alaskites and aplites.

The Rkvia intrusion is characterized by stable composition (see Tab.2). On all petrochemical diagrams (Fig. 3) points of granitoids are localized in a small area. The intrusion is represented by calc-alkaline rocks of normal-alkaline series with equal content of K_2O and Na_2O and are of rather high ferruginity. A/CNK parameters are within 1.00-1.31. In discriminative I, S and A diagram they occupy the area of I- and S type granitoids.

According to petrochemical diagrams $Na_2O+K_2O - SiO_2$, AFM, A/CNK and D_1-D_2 (see Fig. 3), composition of equigranular granitoids of the Dzirula massif and of porphyreous granites of the Rkvia intrusion do not much differ from each-other, but K_2O-Na_2O and KF diagrams show that the equigranular granitoids are more potassic and less sodic and ferruginous than the rocks of the Rkvia intrusive. Both correspond to MPG type. Composition of alaskites and aplites are very close to equigranular and porphyreous granitoids, but in contrast to them they are subalkaline and high ferruginous and characterized by broad interval of K_2O/Na_2O ratio (see Fig. 3 and Tab. 2).

Petrochemical parameters of porphyroblastic granitoids (with the exception of A/CNK – 0.94-1.08) show their heterogenous character (see Fig.3). Composition of these granitoids correspond to normal-alkaline and subalkaline group of calc-alkaline series. Points corresponding to the granitoids are scattered on all over the diagram areas conditioned by variety of primary rocks subjected to following feldspatization.

According to I, S and A diagram anatectic equigranular aplites and alaskites correspond to I and S types of granites.

The Khrami Massif

Late Variscan granitoids of the Khrami massif are represented by massive equigranular biotite and two-mica (rarely garnet) bearing granites, granodiorites, alaskites and aplites. Petrochemical data (see Tab.2 and Fig.3) show that they correspond to rocks of normal-alkaline group of calc-alkaline and toleitic series and I type of granites (see Tab.1). According to mineralogical and petrological classification granitoids under consideration answer to transitional type from MPG to ATG.

The Locki Massif

Late Variscan granitoids are spread on the most territory of the Locki massif. They are represented by massive bimica and muskovitized granites, granodiorites, alaskites and aplites. According to petrochemical parameters the Late Variscan granites and aplites of the Locki massif correspond to the group of subalkaline and normal alkaline rocks (see Fig.3, Tab.2) of the calc-alkaline series. They are characterized by higher alkali content, high K_2O/Na_2O ratio and small interval of A/CNK parameter 0.90-1.24. On discriminative diagram of I, S and A types of granites most of the granitoids occupy I type granite area, part of them - S and A area and aplites and pegmatites – the area of S and A types (see Fig. 3). All granitoids under consideration belong to MPG type.

GEOCHEMISTRY

33 samples of Late Variscan granitoids of the Caucasus have been analyzed to determine RE and REE. The results are represented in Tab.3 and summarized on diagrams 4, 5 and 6.

Content of RE and REE in Ullukam type granites, (with the exception of decreased content of U, Yb and Y and the increased Sr) as a whole are close to the average content of these elements in Late Variscan granitoids of the Caucasus. In porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone concentrations of Rb, Ba and La and Sr/Nd ratio vary within a broad interval, contents of Th and U are constant and of Sr is high as a whole. In the granitoids of the Pass subzone the quantities of Ba, U and Y are decreased, of Sr and La – increased and that of Rb, Th, Nb, Zn and Sr/Nd ratio coincide with average content of these elements in the Late Variscan granitoids of the Caucasus. In granitoids of the Malka complex content of Nb is increased. Granitoids of Atsgara wedge are characterized by the increased content of Ba and Sr and by rather low content of Rb, Th, Y and Yb. In equigranular granitoids of the Dzirula massif high concentration of Rb and Yb and low Sr and Sm/Nd ratio are established. In alaskites content of Rb is increased. In the Khrami massif granitoids concentration of Yb is high and of Sr/Nd ratio is low. In the Locki Massif granitoids high concentration of Y is established, while that of Yb and Sr/Nd ratio is low (Fig.4).

Table 3

RE and REE Content in Late Variscan Granitoids of the Caucasus

№	455-5	465	135	2552	2703	114-3	183-6	212-6	213-6	2647	2691	2706
Rb	90.61	106.14	144.9	99.33	118.48	91.69	70.25	93.15	57.43	168.72	96.72	117.53
Sr	120.47	174.43	69.06	330.93	200.66	201.75	116.62	133.21	335.30	117.70	246.45	231.25
Y	24.18	24.63	27.58	8.97	15.30	8.40	19.91	13.77	7.24	16.85	28.78	12.35
Zr	108.29	86.32	213.50	96.84	97.71	119.33	55.12	10.67	76.18	86.18	203.69	56.48
Nb	12.41	12.06	27.41	7.67	8.85	13.10	7.44	4.52	5.41	9.70	11.42	7.41
Ba	1065.6	846.36	396.04	8446.6	819.43	153.97	470.70	571.19	734.98	772.04	960.64	764.48
La	13.58	34.81	59.38	50.23	32.61	45.85	25.31	27.04	35.06	30.32	65.07	21.59
Ce	22.33	58.26	114.10	101.77	70.41	45.85	51.68	43.47	61.61	62.20	134.45	43.90
Pr	2.80	5.95	12.72	11.71	7.67	9.80	6.17	5.03	6.60	7.05	14.94	4.78
Nd	11.31	20.56	47.72	44.89	30.48	36.68	24.19	17.29	24.79	26.76	56.87	18.74
Sm	3.48	3.64	8.35	8.12	5.68	6.45	5.68	3.49	4.49	5.35	10.19	3.65
Eu	0.87	0.78	1.19	1.80	0.98	1.30	0.77	0.70	1.06	0.94	2.00	0.99
Gd	4.19	3.95	7.26	6.14	4.91	5.20	5.11	3.42	3.34	4.52	8.99	3.25
Tb	0.78	0.67	1.01	0.66	0.66	0.61	0.79	0.51	0.43	0.63	1.18	0.52
Dy	5.08	4.07	5.89	2.37	3.12	2.40	3.97	2.62	1.63	3.08	5.83	2.29
Ho	0.94	0.86	1.01	0.34	0.53	0.33	0.71	0.48	0.26	0.62	1.00	0.46
Er	2.58	2.61	2.67	0.82	1.42	0.70	1.79	1.19	0.70	1.59	2.28	1.19
Tm	0.39	0.35	0.32	0.08	0.19	0.09	0.28	0.20	0.12	0.24	0.25	0.17
Yb	2.66	2.29	2.06	0.56	1.27	0.58	1.63	1.32	0.69	1.48	1.36	1.12
Lu	0.34	0.40	0.29	0.10	0.17	0.10	0.25	0.20	0.11	0.22	0.17	0.16
Hf	2.83	2.50	6.32	2.73	2.82	3.24	1.79	1.11	2.18	2.55	5.40	1.67
Ta	1.30	1.01	1.79	0.76	0.74	0.80	0.40	0.42	0.47	1.10	0.89	0.66
Th	4.39	18.88	19.00	16.85	11.64	21.66	13.42	11.50	10.07	13.47	23.78	9.54
U	5.89	2.45	4.21	2.56	1.97	4.35	2.27	2.49	1.19	2.19	3.24	2.19

Table 3 (Continuation)

Nb	2864	2869	838	252	1-A	167	03-10	03-11	03-12	03-17	03-26	03-38
Rb	242.34	147.98	106.93	103.83	90.92	89.65	111.11	168.99	184.63	204.59	115.37	138.05
Sr	259.34	270.87	247.44	240.65	330.34	328.17	55.38	47.35	41.89	107.62	44.50	79.62
Y	30.10	15.77	13.97	10.90	11.09	10.23	40.65	36.00	36.83	42.85	11.24	30.80
Zr	71.73	202.68	140.81	144.70	107.41	109.25	276.86	233.43	274.71	57.97	80.38	185.60
Nb	21.70	10.47	8.82	9.32	6.28	8.26	11.83	11.15	11.72	5.73	2.97	10.06
Ba	1818.3	1401.3	315.05	311.03	1129.5	1100.8	567.35	780.40	799.16	367.20	150.16	1279.5
La	151.83	60.59	52.51	49.20	31.69	34.45	39.43	66.09	64.23	9.81	20.04	55.66
Ce	320.32	119.39	107.25	116.31	65.16	64.15	78.05	126.04	127.49	14.23	40.55	112.40
Pr	36.39	13.81	11.46	14.65	7.28	8.25	9.15	13.78	13.96	1.63	4.14	12.35
Nd	139.69	51.81	41.93	39.25	26.95	29.14	36.45	50.04	50.11	7.38	14.91	46.40
Sm	25.56	9.30	6.29	5.20	4.49	5.23	7.48	8.17	8.75	2.65	2.67	7.78
Eu	1.95	1.53	1.23	1.56	1.13	1.87	1.50	1.12	1.23	0.51	0.28	1.18
Gd	21.10	7.63	4.83	4.20	3.85	3.54	7.99	7.80	7.55	4.26	2.23	7.39
Tb	2.16	0.89	0.60	0.75	0.45	0.59	1.25	1.10	1.13	0.89	0.35	0.97
Dy	8.75	3.86	2.85	2.96	2.28	2.87	7.47	6.32	6.83	6.41	1.94	5.86
Ho	1.18	0.60	0.51	0.41	0.40	0.35	1.58	1.43	1.41	1.42	0.41	1.16
Er	2.59	1.46	1.48	1.56	1.08	1.54	4.43	4.07	4.24	4.44	1.18	3.35
Tm	0.24	0.17	0.20	0.15	0.13	0.21	0.66	0.65	0.62	0.70	0.18	0.48
Yb	1.34	1.01	1.17	1.95	0.81	0.75	4.39	4.01	4.16	4.82	1.33	3.23
Lu	0.18	0.16	0.19	0.30	0.12	0.14	0.66	0.61	0.65	0.73	0.20	0.50
Hf	1.84	5.49	3.55	4.01	2.72	2.78	6.70	5.82	6.58	2.30	3.10	5.21
Ta	1.49	0.66	0.46	0.50	1.06	1.09	0.85	0.97	1.03	1.96	0.31	0.86
Th	74.85	18.57	13.57	11.35	9.82	9.65	11.31	15.58	15.72	29.98	12.91	14.69
U	4.48	2.73	1.48	1.10	3.85	3.98	2.86	4.46	4.66	12.52	1.89	4.08
Nb	03-42	03-57	03-25	01-48	03-81	03-82	03-83	03-74	131			
Rb	142.89	145.73	162.06	159.53	127.84	134.48	30.73	129.08	125.05			
Sr	76.70	44.23	100.97	126.45	33.02	41.96	404.85	117.81	115.23			
Y	19.95	13.41	35.28	14.65	37.45	41.72	7.35	12.32	14.32			
Zr	180.99	88.83	206.64	108.83	83.29	113.81	88.69	95.90	96.56			
Nb	10.36	3.73	12.05	6.06	9.91	10.70	3.73	6.89	7.25			
Ba	1128.6	183.94	673.60	956.86	399.19	1085.3	196.18	489.65	430.89			
La	46.09	26.20	50.74	33.24	25.84	28.55	26.24	28.94	27.23			
Ce	118.38	51.60	103.31	72.89	53.07	62.60	49.89	55.06	50.12			
Pr	11.15	5.69	11.33	7.97	6.60	7.91	5.70	6.32	5.64			
Nd	40.53	21.55	43.05	30.64	25.37	32.32	21.17	22.85	20.15			
Sm	6.61	3.72	7.84	6.07	5.90	7.81	3.19	4.24	3.48			
Eu	1.03	0.35	1.30	0.97	0.41	0.81	1.68	0.70	0.95			
Gd	5.34	3.39	7.43	5.36	6.14	8.15	3.11	3.77	3.53			
Tb	0.72	0.54	1.14	0.62	1.01	1.26	0.37	0.47	0.56			
Dy	4.17	2.68	6.61	3.62	6.44	7.46	1.62	2.32	3.14			
Ho	0.85	0.53	1.34	0.68	1.30	1.55	0.30	0.46	0.68			
Er	2.45	1.50	3.77	1.75	3.96	4.47	0.71	1.30	1.67			
Tm	0.38	0.21	0.57	0.21	0.65	0.67	0.17	0.19	0.32			
Yb	3.00	1.35	3.84	1.61	4.29	4.16	0.61	1.37	1.43			
Lu	0.43	0.21	0.60	0.18	0.68	0.65	0.18	0.21	0.29			
Hf	4.74	3.59	5.70	4.80	3.37	4.27	2.42	2.77	3.12			
Ta	0.92	0.23	0.98	0.36	1.23	0.83	0.37	0.76	0.69			
Th	16.63	18.18	15.53	19.01	21.50	15.35	6.64	18.01	17.48			
U	3.12	2.55	3.85	6.29	3.90	4.31	1.26	5.51	6.35			

Sample numbers correspond to the same numbers in the Tab. 2.

According to the data of the diagram – $Eu/Eu^*-Sr/Nd$ (Fig.6), points corresponding to the Late Variscan granitoids of the Dzirula and Khrami massifs are disposed in the area of the upper crust. Atsgara and the Pass subzone granitoids are disposed within the common (not broken up) crust (Taylor, McLennan, 1985). Porphyroblastic and equigranular granitoids of the Elbrus subzone, as well as granitoids of the Locki massif and of the Malka complex, according to $Eu/Eu^*-Sr/Nd$ diagram correspond to rocks of both – the upper- and common-crustal formations (Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002).

According to $Rb/Sr - SiO_2$ ratio (Fig.6), Late Variscan granitoids of the Caucasus, excepting the granitoids of the Atsgara tectonic wedge, correspond to upper-crustal formations (Taylor, McLennan, 1985).

For Late Variscan granitoids of the Caucasus the value of Rb/Sr ratio varies within the following intervals: in Ullukam granites – 0.30-0.59 (2 analyses), in porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone – 0.39-0.93 (average of 9 analyses – 0.43), in granitoids of the Pass subzone – 0.43-0.44 (2 analy-

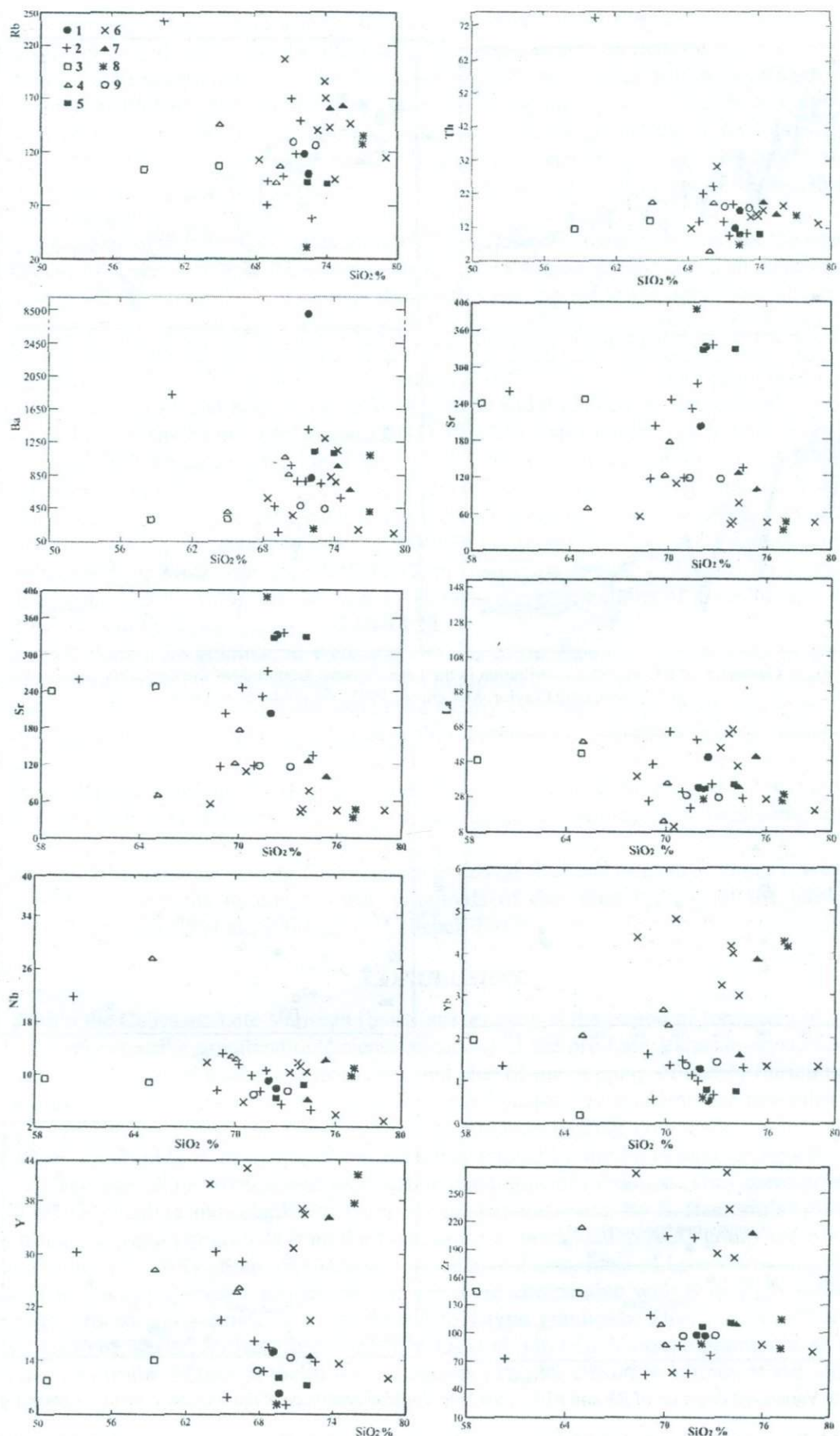


Fig. 4. Harker's variational diagrams for Late Variscan granitoids of the Caucasus.

1 - 2 - the Elbrus subzone granitoids: 1-equigranular (the Ullukam granites), 2 - porphyroblastic; 3 - the Pass subzone granitoids; 4 - the Malka granitoids; 5 - granitoids of the Atsgara tectonic wedge; 6 - 7 - granitoids of the Dzirula massif: 6 - equigranular, 7 - alaskites; 8 - granitoids of the Khrami massif; 9 - granitoids of the Locki massif.

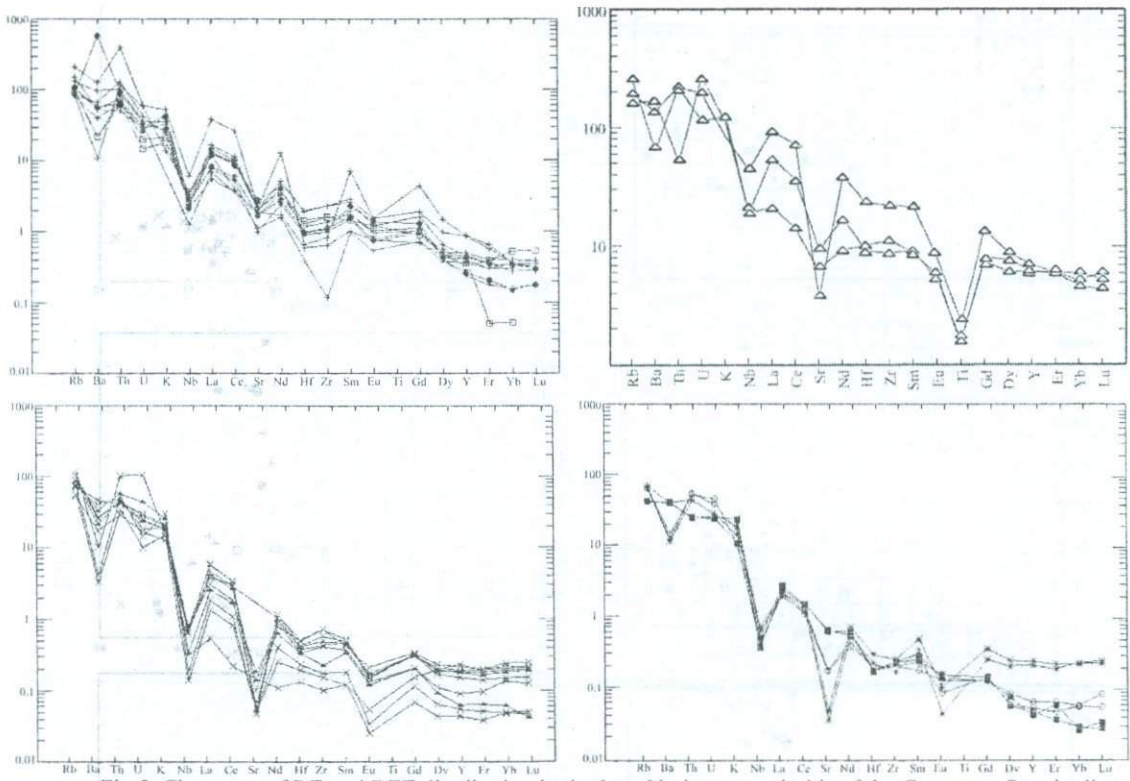


Fig.5. Character of RE and REE distribution in the Late Variscan granitoids of the Caucasus. Standardized to primitive mantle (Taylor, McLennan, 1985). Symbols see in Fig 4.

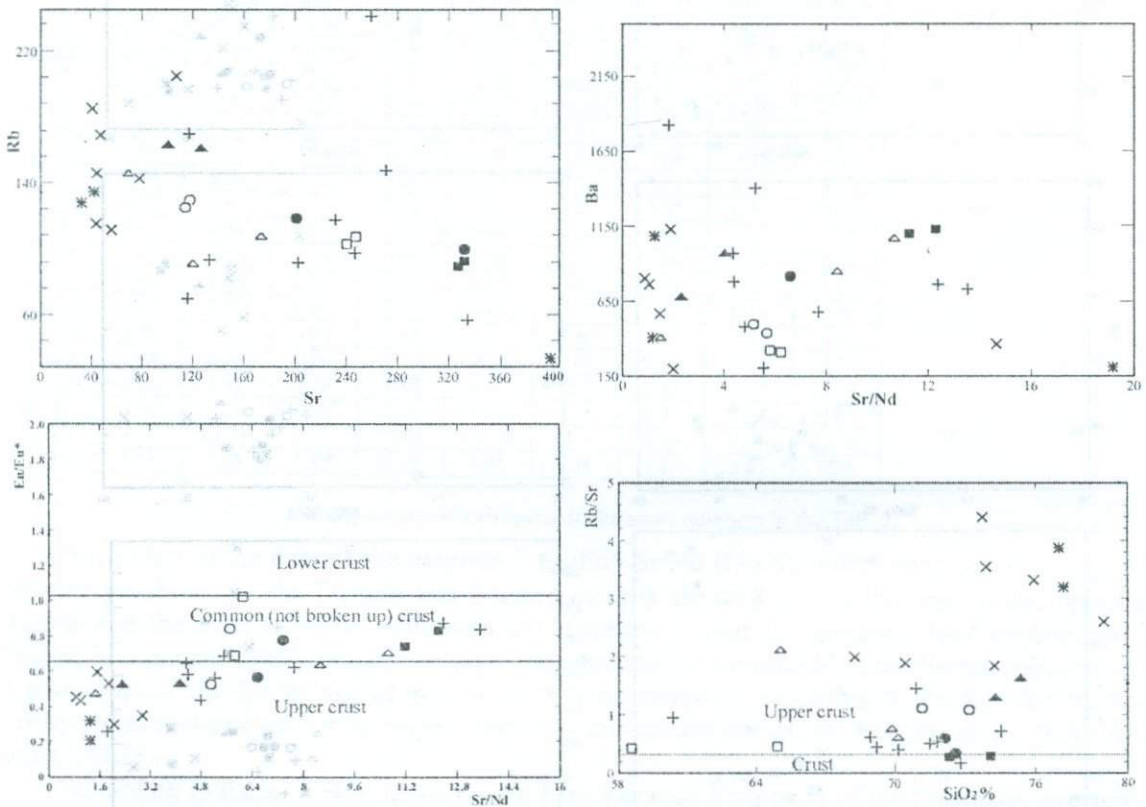


Fig. 6. Variational diagrams of RE and REE of the Late Variscan granitoids of the Caucasus. Symbols see in Fig 4.

ses), in Malka granitoids – 0.6-2.09 (average of 3 analyses – 1.15), in Atsgara granitoids – 0.27-0.28 (2 analyses), in equigranular granitoids and alaskites of the Dzirula massif – 1.26-4.4 (average of 10 analyses – 2.4), in granitoids of the Khrami massif – 3.2-3.87 (2 analyses), in granitoids of the Locki massif – 1.08-1.09 (2 analyses). Taking into account Rb/Sr typical parameter for the lower crust –

0.023, for the upper crust – 0.32 and for the common crust – 0.03 (Taylor, McLennan, 1985), the granitoids under consideration may be attributed to the upper-crustal formations.

In Late Variscan granitoids of the Caucasus Eu/Eu^* ratio varies within significant ranges. In particular, in the Ullukam granites this ratio varies within the interval of 0.55-0.79, in porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone – 0.25-0.85, in the Pass subzone granitoids – 0.63-1.02, in the Malka granitoids – 0.45-0.70, in Atsgara granitoids – 0.70-0.80, in equigranular granitoids and alaskites of the Dzirula massif – 0.30-0.52, in granitoids of the Khrami and Locki massifs – 0.19-0.35 and 0.50-0.85 correspondingly.

As it is known, Sm/Nd ratio varies within 0.25-0.27 for the lower crust, and for the upper crust – 0.17 (Taylor, McLennan, 1985). This parameter in Late Variscan granitoids of all structural units of the Caucasus are nearly similar and most of these ratios correspond to the upper-crustal area. In particular, this ratio varies within the following intervals: for: the Ullukam granites – 0.18-0.19, porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone – 0.17-0.23, granitoids of the Pass subzone – 0.13-0.15, the Malka granitoids and granitoids of the Locki massif – 0.17-0.18, the Atsgara granitoids – 0.16-0.18, granitoids of the Dzirula and Khrami massifs – 0.16-0.20 and 0.13-0.24 correspondingly.

According to Taylor and McLennan (1985), $(La/Yb)_n$ ratio for the upper crust is >9.2 , for the common crust – 9.2-3.8 and for the lower crust is <3.8 . Taking into account this consideration, most of Late Variscan granitoids of the Caucasus correspond to the upper-crustal and the lesser part – to common-crustal formations. By our data, in the Ullukam granites it varies within 17.25-60.82, in the Elbrus subzone porphyroblastic granitoids – 10.49-76.60, in granitoids of the Pass subzone – 30.36-34.98, in those of the Malka complex 3.45-34.42, in Atsgara granitoids – 26.48-31.08, in equigranular granitoids and alaskites of the Dzirula massif – 6.04-13.95, in granitoids of the Khrami – 4.64-29.18 and in granitoids of the Locki massif – 12.98-14.22.

The Ullukam type granites, as well as granitoids of the Pass subzone and the Atsgara tectonic wedge, are characterized by slightly expressed Eu minimum (Fig.6). Granitoids of the Dzirula, Khrami and Locki massifs and of the Bechasin zone have clearly expressed Eu anomaly, but in porphyroblastic granitoids of the Elbrus subzone it varies within wide ranges – from slightly to clearly expressed minimum.

On spidergrams of Late Variscan granitoids of the Caucasus clearly expressed minimums of Ba, Nb and Sr are indicated. Rather smooth are variational lines of all the granitoids within the interval Dy-Lu.

RE and REE content in Late Variscan granitoids of the Caucasus as a whole is similar to the content of these elements in upper-crustal granitoids of the other regions of the world (Taylor, McLennan, 1985; Altherr et al., 2000; Altherr, Siebel, 2002).

CONCLUSION

Within the Caucasus Late Variscan (Sudetic) orogeny is the period of formation of all potassic granitoids and extensive granitization (microclinization) of the pre-Late Variscan crystalline rocks. It is a time of formation of true continental crust and also of outcropping of deeply buried parts of the Earth's crust. Late Variscan granitoids are represented mainly by equigranular two-mica or biotite bearing microcline granitoids and porphyroblastic microcline bearing granitoids, rarely – by granites and alaskites. Granitoids of all the exposures are characterized by similar mineral composition, petrological and geochemical parameters and geodynamic conditions of formation. They correspond to granitoids of normal alkaline and subalkaline types of calc-alkaline series. By B. Barbarin's (1999) classification of Late Variscan granitoids from the Pass subzone correspond to ACG group and from all other structural units – to MPG group. According to geochemical data, most of Late Variscan granitoids are attributed to the upper-crustal formations and are more comparable with S type granitoids and the lesser part - to common-crustal and correspond to I type granitoids. Distribution of RE and REE (Sm/Nd , La_n/Yb_n , Rb/Sr , Eu/Eu^* , Sr/Nd , $Rb/Sr-SiO_2$ et al.,) in Late Variscan granitoids, as a whole, is comparable with distribution of the of these elements in upper-crustal granitoids of the other regions of the world.

The research was funded through INTAS grant, Project № 01-242. All geochemical analyses are carried out in Kingston University laboratory by Dr. P.J. Treloar.

References

- Afanasyev G. (1958) Geology of Magmatic Complexes of the Northern Caucasus and Main Features of Associated with Them Mineralization //Trudi of Inst. Geol. of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Acad. Sci. SSSR. V.20. 137p. (in Russian).
- Afanasyev G., Abdulaev P., Azizbekov Sh. et al. (1968) Regularities of Evolution of Magmatism of Folded Areas. Moscow: Nauka. 385p. (in Russian).
- Altherr R., Siebel W. (2002) I-Type Plutonism in a Continental Back-arc Setting: Miocene Granitoids and Monzonites from the Central Aegean Sea. Greece. Contrib. Mineral. Petrol. P.397-415.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-Potassium, Calc-alkaline I-type Plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos 50. Elsevier. P.51-73.
- Bakuradze K., Bartnitsky E., Stepanyuk L. (1990) Isotope Age of Rocks from Crystalline Basement of the South Slope of the Greater Caucasus //Thesis of Reports of All-Union Meeting on "Isotopic Dating of Endogenic Formations". Kiev. P.16-18.
- Barbarin B. (1999) A Review of the Relationships Between Granitoid Types, Their Origins and Their Geodynamic Environments //Lithos. Vol.46. N3. P.605-626.
- Didier I., Duthon I., Lamayere I. (1982) Genetic Classification of Orogenic Granites and Nature of Their Enclave //J. volcanol. and geochem. Res. 14. 1-2. P.125-132.
- Dolya A. (1995) About Age of Ullukam Complex Granitoids. In the book: Main Problems of Geological Knowledge and Making Use of Mineral Resources of the Southern Caucasus. Mat. VIII Univers. Conference on Geology and Mineral Resources. Essentuki. P.225-226 (in Russian).
- Dudaury O., Ketskhoveli D., Togonidze M., Shengelia D. (1973) Tectonic Wedge of Paleozoic Crystalline Rocks in Upper Reaches of the Atsgara River (Abkhazia) //Bul. Acad. Sci. of GSSR. 71. N1. P.145-148 (in Russian).
- Dudaury O., Togonidze M., Vashakidze G. (1990) K-Ar Age of the Granitoids of the Transcaucasian Median Massif. Vorgelegte des internationalen Isotopen kolloquium. 1988 in freiberg. Leipzig. P. 42-44.
- Dudaury O., Togonidze M., Vashakidze G. (1999) Regional Problems of Isotopic Geology //Proceedings of Geological Institute of Acad. Sci. of Georgia. New series Vol.114. P.118-132 (in Russian).
- Dudaury O., Togonidze M., Vashakidze G., Bakuradze K. (1995) Results of Isotopic Dating of Pre-Jurassic Magmatic Rocks of Georgia and Their Geological Interpretation //Thesis of Reports of Univers. of Session, Geological Institute of Acad. Sci. of Georgia. Tbilisi: Metsniereba. P.29-30.
- Gamkrelidze I., Shengelia. D. (2005) Precambrian-Paleozoic Regional Metamorphism, Granitoid Magmatism and Geodynamics of the Caucasus. Moscow. "Scientific World". 407 p. (in Russian).
- Gurbanov A., Aretts I. (1996) Tungsten Content Criteria of Granitoids from Late Paleozoic Diorite-Granitic Formation. The Northern Caucasus //Petrology. Vol.4. N4. P.386-406 (in Russian).
- Gurbanov A., Lyakhovich T., Kartashova L., Korina E. (1986) Rare and Ore Minerals in Quartz from Rocks of Different Age Magmatic and Metamorphic Formations of the Greater Caucasus – Indicators of Their Geochemical Specialization //Peculiarities of Rock-forming Minerals of Magmatites. Moscow: Nauka. P.84-100 (in Russian).
- Hanel M., Gurbanov A., Lippold H. (1992) Age and Genesis of Granitoids from the Main Range and Bechasyan Zones of the Western Great Caucasus //N. Jb. Mineral. Mh. H.12. P.529-534.
- Khain V. (1995) Main Problems of Recent Geology //Moscow: Nauka. 188p. (in Russian).
- Norman D., Sawkins F. (1987) Analysis of Volatiles in Fluid Inclusions by Massspectrometry //Chem. geol. Vol.61. P.1-10.
- Okrostsvaridze A. (1995) Petrology of Hercynian Granitoidic Series of the Greater Caucasus //Doct. thesis. of Geolog. Inst. of Acad. Sci. of Georgia. 354p. (in Georgian).
- Okrostsvaridze A., Clark D., Reynolds P. (2002) Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar Isotopic Systems and Ages of Pre-Alpine Granitoids of the Dzirula Projection of the Transcaucasian Median Massif //Proceedings of Geol. Inst. of Acad. Sci. of Georgia. New. series Vol.117. P.173-186 (in Russian).
- Potapenko U., Snejko V., Somin M., Usik V. (1999) Hercynian Granitoids in the Structure and Evolution of the Greater Caucasus //Proceedings of Geol. Inst. of Acad. Sci. of Georgia. New. series V.114. P.148-167 (in Russian).

- Shengelia D. (1972) Petrology of Paleozoic Granitoids of the Northern Caucasus //Proceedings of Geol. inst. of Acad. Sci. of GSSR. New. ser. V.34. 247p.(in Russian).
- Taylor S., McLennan S. (1985) The Continental Crust: its Evolution and Composition. London. Blackwel. 384 p.
- Usik V., Lebedco G. (1985) Geochronology of the Northern Caucasus //Rostov na Donu. Univ. 148p. (in Russian).
- Vashakidze G. (2000) Paleozoic Granitoids of the Locki Massif //Proceedings of Geol. Inst. of Acad. Sci. of Georgia. New. series V.115. P.320-332 (in Russian).

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И КСЕНОЛИТОВ ДЖАЛОВЧАТСКОГО ГАББРОИДНОГО ИНТРУЗИВА (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

Г.Л.Чичинадзе

Контактный метаморфизм вмещающих пород и ксенолитов Джаловчатского габброидного интрузива (Большой Кавказ) Г.Л.Чичинадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge).

Изучено контактное воздействие Джаловчатского интрузива на вмещающие породы и их ксенолиты, заведомо метаморфизованные в условиях регионального метаморфизма ставролитовой фации. В результате термального влияния интрузива в этих породах формировались парагенезисы фации рогово-обманковых роговиков контактного метаморфизма - $Grt+Cor+Spi+Sill$, $Cor+Grt+Spi+Pl^{82-78}+Qtz$, $Gedr+Pl+Bt+Grt+Qtz\pm Cor$.¹

ჯალოვჩატის გაბროიდული ინტრუზივის შემცველი ქანების და ქსენოლითების კონტაქტური მეტამორფიზმი (კავკასიონი). გ.ჭიჭინაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge).

შესწავლილია ჯალოვჩატის ინტრუზივის კონტაქტური ზემოქმედება შემცველ ქანებზე და მათ ქსენოლიტებზე, რომლებიც მეტამორფიზებული იყვნენ რეგიონალური მეტამორფიზმის სტავროლიტური ფაციესის პირობებში. ინტრუზივის თერმული ზემოქმედების შედეგად, ამ ქანებში ფორმირდება კონტაქტური მეტამორფიზმის რქატყუარიანი რქაულური ფაციესის პარაგენეზისები - $Grt+Cor+Spi+Sill$, $Cor+Grt+Spi+Pl^{82-78}+Qtz$, $Gedr+Pl+Bt+Grt+Qtz\pm Cor$.

Contact Metamorphism of Jalovchat Gabbroid Intrusive Enclosing Rocks and Xenoliths (Great Caucasus). G.Chichinadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge).

Contact influence of the Jalovchat intrusive on the enclosing rocks and their xenoliths, having been metamorphosed in the conditions of the staurolite facies regional metamorphism have been investigated. As a result of thermal influence of the intrusive, in these rocks there have been formed parageneses of hornblende-hornfels facies of the contact metamorphism - $Grt+Cor+Spi+Sill$, $Cor+Grt+Spi+Pl^{82-78}+Qtz$, $Gedr+Pl+Bt+Grt+Qtz\pm Cor$.

Среднеюрский Джаловчатский габброидный интрузив площадью около 12 км² обнажается в осевой части Главного хребта Большого Кавказа - в районе горы Эрцахо, в истоках р.Аксаут и левых притоках р.Чхалта (Ацгара). Первая фаза интрузива представлена нормальным габбро и габбро-норитами. В этой же фазе, в результате возрастания P_{H_2O} , вместо пироксенов кристаллизуется роговая обманка и интрузив главным образом сложен роговообманковым габбро (Чичинадзе, 1977).

Джаловчатский интрузив вызывает интенсивное преобразование вмещающих их пород и ксенолитов.

В результате контактного воздействия интрузива на метапелиты боковых пород, в последних возникают кордиерит, силлиманит, жедрит и шпинель. В эгзоконтактах термальное воздействие фиксируется в пределах нескольких метров. Далее следуют метаморфиты ставролитовой фации регионального метаморфизма. Контактное воздействие Джаловчатского интрузива на ксенолиты более мощное (десятки метров) и более интенсивное.

Наиболее крупные выходы метаморфических ксенолитов в Джаловчатском интрузиве зафиксированы на южном склоне Главного хребта Большого Кавказа - у подножья горы Эрцахо. Формы и размеры ксенолитов разнообразны. Мелкие ксенолиты (сантиметры и единичные метры) имеют неправильную форму, крупные - линзовидную и витянуты в общекавказском направлении. Мощность последних местами достигает 50 м.

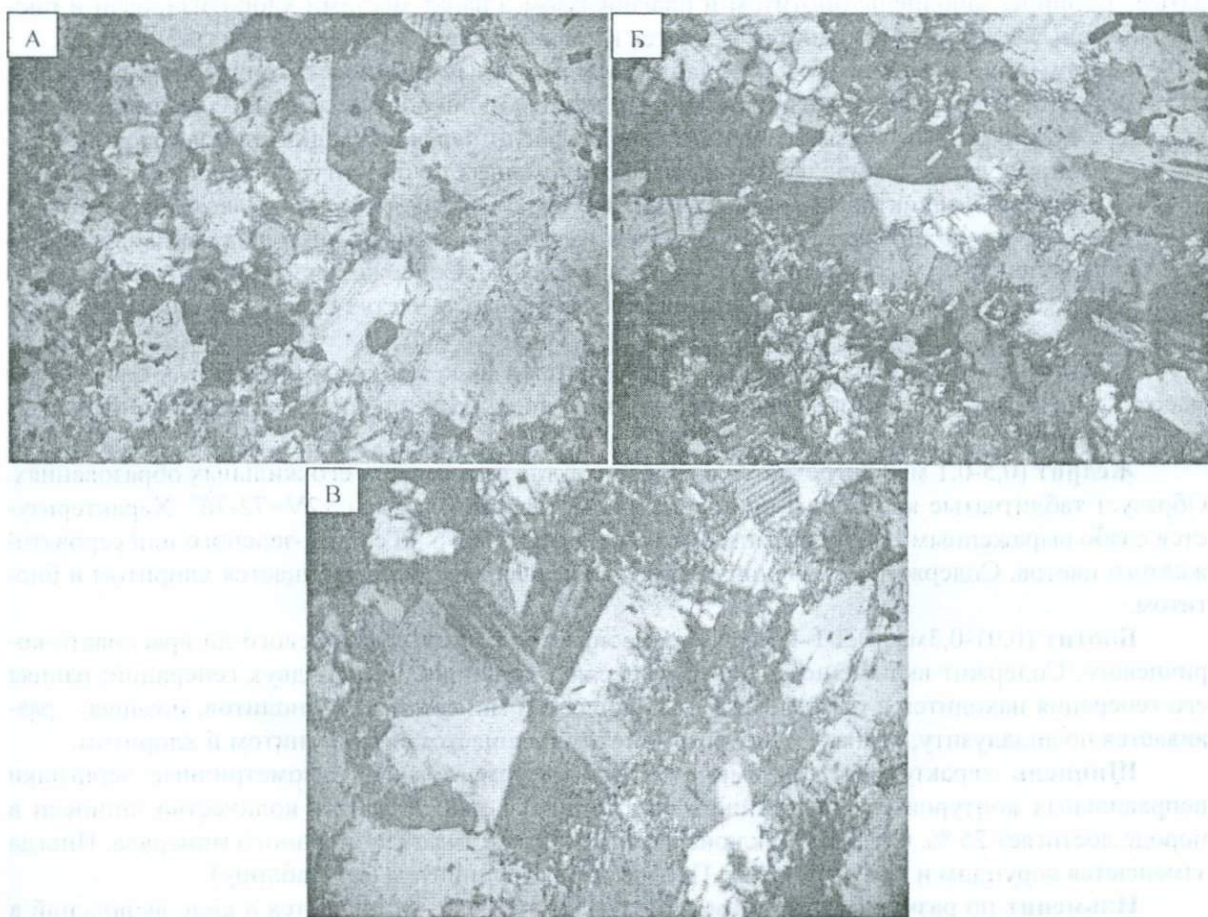
¹ Условные сокращения: Bt - биотит, Cor - кордиерит, Gedr - жедрит, Grt - гранат, Pl - плагиоклаз, Sill - силлиманит, Spi - шпинель, Qtz - кварц. Цифры при символах - для плагиоклаза (Pl^{82-78}) - номер, F - железистость минерала

Породы ксенолитов обычно свежие; редко в результате влияния постмагматических растворов в них фиксируются ретроградные минералы - хлорит, серицит, скаполит, соссиорит, пинит, пренит и эпидот.

Ксенолиты амфиболитов по минеральному составу и по текстурно-структурным признакам по существу сохраняют свой первичный облик.

Ксенолиты метатерригенных пород сильно изменены контактовым воздействием габброидного интрузива. Текстура их в приконтактных частях массивная, постепенно переходящая в сланцевую. Структура порфиробластовая, гранобластовая, часто роговиковая. По минеральному составу различаются - силлиманитовые, биотитовые, гранатовые, жедритовые, андалузитовые и ставролитовые кордиерит-плагиоклазовые сланцы и роговики. Главные минералы – кордиерит, плагиоклаз, гранат, биотит, силлиманит, ставролит, андалузит, жедрит, в сланцах всегда присутствует кварц; аксессуарные - шпинель (нередко играющая роль главного минерала), магнетит, ильменит, пирротин, халькопирит и циркон, редко корунд; вторичные - хлорит, серицит, соссиорит, эпидот, пинит и скаполит.

Кордиерит - самый распространенный минерал ксенолитов метатерригенных пород, местами составляющий до 90% породы; представлен он в виде изометричных зерен размером от десятых долей миллиметра до 2-3 мм. В кордиерите много включений шпинели, ильменита, магнетита, плагиоклаза и циркона. Вокруг последнего часто наблюдаются плеохроичные двойники в лимонно-желтых тонах. В кордиерите встречены также включения ставролита и силлиманита. Двойникование простое, полисинтетическое и секториальное (см. рисунок). Последнее представлено тройниками и шестерниками, осложненными полисинтетическим двойникованием. Для полисинтетически сдвойникованных индивидов характерно неодинаковое их развитие по всей длине кристаллов; двойники либо выклиниваются, либо не прослеживаются до конца. Кордиерит свежий, но местами замещен хлоритом и пинитом. По химическому составу он отвечает собственно кордиериту и осумилиту (см. таблицу). В последем значительно снижено количество железа.



Секториальные двойники в кордиеритах ксенолитов подножья горы Эрцахо
А - тройник, Б - шестерник, В - звездчатая двойниковая картина на шестернике

Химический состав породообразующих минералов ксенолитов метатерригенных пород

№ обр.	Минерал	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	MgO	MnO	CaO	TiO ₂	Сумма	F
2	Гранат	31,4	18,1	48,2	0,75	0,38	1,50	-	100,33	97,29
	Кордиерит	42,5	28,9	13,4	8,0	-	0,08	-	92,88	48,44
	Ильменит	0,47	0,41	47,5	0,20	-	0,14	53,30	102,02	-
6	Гранат	38,3	20,0	38,0	3,7	1,10	1,50	-	102,60	81,93
9	Биотит	30,0	не опр.	9,7	8,1	-	0,15	1,10	49,05	35,90
	Шпинель	-	51,9	42,9	2,3	-	0,10	-	97,20	-
	Осумилит	42,0	31,3	9,1	7,6	-	3,20	-	93,20	40,20
	Гранат	34,0	19,7	40,2	4,0	0,35	-	-	98,25	89,96

Анализы выполнены на электронном рентгеновском микроанализаторе СAMEСА MS 46 в лаборатории физических и химических методов Института металлургии АН ГССР. Аналитик Т.М.Абуладзе.

Название пород: 2 - ильменит-гранат - шпинель-плагиоклаз-кордиеритовый роговик; 6 - шпинель-ильменит-биотит-гранат-силлиманит-плагиоклаз-кордиеритовый ороговикованный сланец; 9 - шпинель-силлиманит-гранат-кордиерит-биотит-плагиоклазовый сланец. Образцы взяты у подножья горы Эрцахо

Плагиоклаз - короткопризматический (размеры таблиц 0,2-0,3-0,05-0,1; 1-2,5мм) представлен двумя генерациями: первая, отвечающая олигоклаз-андезину, реликтовая и встречается в центральных частях ксенолитов; вторая по составу (An^{82-78}) соответствует плагиоклазам габброидов Джаловчатского интрузива и встречается в контактах сильно измененных пород. Плагиоклаз второй генерации содержит включения шпинели, ильменита, магнетита, а также биотита и циркона. Характеризуется хорошо выраженным зональным строением, редко прениитизирован.

Гранат нередко представлен более крупными зернами (0,5-4,5 мм), чем другие минералы, содержит включения рудного минерала, плагиоклаза и биотита. Зерна граната часто трещиноватые. Трещины заполнены биотитом и плагиоклазом. Гранат местами хлоритизирован и биотитизирован. Железистость гранатов меняется в пределах от 81,93 до 97,29 (см. таблицу).

Силлиманит в виде включений наблюдается главным образом в кордиерите и биотите, где образует сильно удлиненные призмочки. По размерам они больше призмы силлиманита вмещающего субстрата, что указывает на его значительную перекристаллизацию в условиях контактного метаморфизма. Наблюдается развитие силлиманита по биотиту, ставролиту и шпинели.

Ставролит - реликтовый минерал (0,01-0,5 мм). Образует хорошо плеохроирующие от почти бесцветного до оранжево-желтого цветов изометричные зернышки неправильных контуров. Он включен в кордиерит и нередко корродируется им. Содержит включения рудного минерала, преимущественно сконцентрированные в центральных частях зерен. Замещается силлиманитом и хлоритом.

Андалузит - реликтовый минерал. Сохраняется в виде мелких кристаллов в биотитовой массе. Встречается лишь в центральных частях крупных ксенолитов. Замещается силлиманитом и биотитом.

Жедрит (0,5-0,1 мм) встречается в эндоконтактах интрузива и его жильных образованиях. Образует таблитчатые кристаллы или радиально-лучистые агрегаты $+2V=72-76^\circ$. Характеризуется слабо выраженным плеохроизмом - от почти бесцветного до светло-зеленого или серовато-желтого цветов. Содержит включения рудного минерала; местами замещается хлоритом и биотитом.

Биотит (0,01-0,3мм; 0,2-1-1,5мм) плеохроирует от светло-коричневого до красновато-коричневого. Содержит включения рудного минерала и циркона. Биотит двух генераций: ранняя его генерация находится в парагенезисе с первичными минералами ксенолитов, поздняя - развивается по андалузиту, гранату и жедриту. Биотит замещается силлиманитом и хлоритом.

Шпинель характеризуется темно-зеленым цветом, образует изометричные зернышки неправильных контуров (от мельчайших частиц до 0,4 мм). Местами количество шпинели в породе достигает 25 %. Содержит включения плагиоклаза, биотита и рудного минерала. Иногда замещается корундом и силлиманитом. Представлена герцинитом (см. таблицу)

Ильменит по размерам и формам аналогичен шпинели. Встречается в виде включений в кордиерите, плагиоклазе и гранате. Химический состав ильменита приводится в таблице.

Циркон образует короткопризматические кристаллы с бипирамидальными окончаниями.

Рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротинном и халькопиритом. Последние три минерала хорошо различаются невооруженным глазом.

Таким образом, в ксенолитах устанавливаются минеральные парагенезисы, возникшие в результате регионального и контактового метаморфизма. Минеральные парагенезисы регионального метаморфизма - $Bt+Grt+Andl+Pl+Qtz$, $Bt+Grt+St+Pl+Qtz$, $Bt+Grt+Sill+Andl+Pl+Qtz$ - соответствуют ставролит-силлиманитовой субфации ставролитовой фации. В аналогичных условиях метаморфизована и большая часть вмещающих пород интрузива (Шенгелия и др., 1991). В результате термального воздействия интрузива в ксенолитах возникают кордиерит, ромбический амфибол, шпинель, корунд, а также силлиманит и гранат новой генерации. Новообразованные парагенезисы - $Grt+Cor+Spi+Sill$, $Cor+Grt+Spi+Pl^{82-78}+Qtz$, $Gedr+Pl+Bt+Grt+Qtz\pm Cor$ - соответствуют фации роговообманковых роговиков контактового метаморфизма.

Литература

- Чичинадзе Г.Л. (1977) О генезисе Джаловчатского габброидного интрузива //Сообщ. АН ГССР. 85. №1.С.113-116.
- Шенгелия Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л., Мглоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г., Попорядзе Н.Г., Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я., Кецховели Д.Н., Окросцваридзе А.В., Шенгелия М.Д., Цуцунава Т.Н., Герасимов В.Ю. Перчук А.Л. (1991) Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука. 232 с.

КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ В ХРАМСКОМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ МАССИВЕ

О.З.Дудаури, Г.Т.Вашакидзе, М.Г.Тогоидзе

Кластические дайки в Храмском кристаллическом массиве. О.З.Дудаури, Г.Т.Вашакидзе, М.Г.Тогоидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. (otardudaуri@yahoo.com) (goga.vashakidze@gmail.com)

Дается описание и генезис обнаруженных нами кластических даек в Храмском кристаллическом массиве. Они являются поверхностными нептуническими кластическими дайками, образованными на суше.

კლასტური დაიკები ხრამის კრისტალურ მასივში. ო.ჯუდაური, გ.ვაშაკიძე, მ.ტოგონიძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი. (otardudaуri@yahoo.com) (goga.vashakidze@gmail.com)

მოცემულია ხრამის კრისტალურ მასივში ჩვენს მიერ აღმოჩენილი კლასტური დაიკების აღწერა და გენეზისი, რომლებიც წარმოადგენს ხმელეთზე წარმოშობილ ზედაპირულ ნებტუნურ კლასტურ დაიკებს.

Clastic Dikes in Khrami Crystalline Massif. O.Dudaуri, G.Vashakidze, M.Togonidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia. (otardudaуri@yahoo.com) (goga.vashakidze@gmail.com).

The paper deals with the description and origin of clastic dikes discovered in the Khrami crystalline massif. They are superficial Neptunic clastic dikes formed on land.

Во время работ на Храмском кристаллическом массиве на левом склоне ущ.р.Храми, в довольно труднодоступных местах, нами была обнаружена целая система кластических даек.

Кластические дайки, в отличии от магматических, возникающих при заполнении трещин магматическими расплавами, представлены осадочными породами.

Будучи довольно широко распространены в природе, кластические дайки встречаются в разных по возрасту (от архея до четвертичного включительно) и составу породах. В Грузии

такие дайки описаны М.М.Рубинштейном (1949) в верхнеэоценовых глинисто-песчанистых отложениях из окрестностей г.Тбилиси и Г.А.Чихрадзе (1960, 1964) в вехнеэоценовых осадочных отложениях у с.Тонети. Кластические дайки были обнаружены В.П.Ренгартеном в 1918г в среднеюрских отложениях р.Асса, микроскопическое описание которых приводится в работе А.П.Герасимова (1918).

Литература о кластических дайках довольно обширна. Наиболее детальное исследование по этим дайкам проведено Р.Г.Гарецким (1956), который на основе обобщения литературных и собственных данных приводит генетическую классификацию кластических даек.

Кластический материал, слагающий дайки, разнообразен – песчаники, аргиллиты, известняки, глины, конгломераты и др.

Дайки различны и по размерам. Ширина их колеблется в широких пределах – от нескольких миллиметров до 3-5м и больше. Длина – от единичных метров до нескольких километров. Высота от малой до 40 м (рис. 1).

Образование даек обусловлено развитием двух взаимосвязанных и последовательных процессов:



Рис. 1. Большая песчаниковая дайка, мощностью в 1,5 м, секущая сланцы и песчаники мелового возраста Северной Калифорнии (Diller, 1890)

образование трещин и их заполнение кластическим материалом.

Главным является первый процесс, т.к. от него зависит количество и размеры кластических даек. Этот процесс связан как с причиной образования трещин, так и с составом пород, в которых они образуются. Причинами образования трещин могут быть сейсмические и тектонические процессы, оползни и др.

Для заполнения образующихся трещин требуется наличие подвижного кластического материала. В этом процессе большую роль играет вода и иногда нефть.

Заполнение трещин может происходить как снизу, так и сверху. Первые являются инъекционными кластическими дайками, а вторые – нептуническими кластическими дайками.

Термин “нептунические дайки” ввел А.П.Павлов (Pavlov, 1896), подчеркивая их происхождение нептуническим (водным) путем, т.е. открытые трещины на дне моря заполняются материалом сверху вниз.

Среди инъекционных кластических даек выделяются глубинные, связанные с трещинами, возникающими на глубине, и поверхностные, связанные с трещинами, выходящими на поверхность. Эти последние встречаются редко.

На заполнение трещин снизу вверх в инъекционных кластических дайках указывают признаки течения (рис. 2), ориентированное расположение материала, схожесть материала с

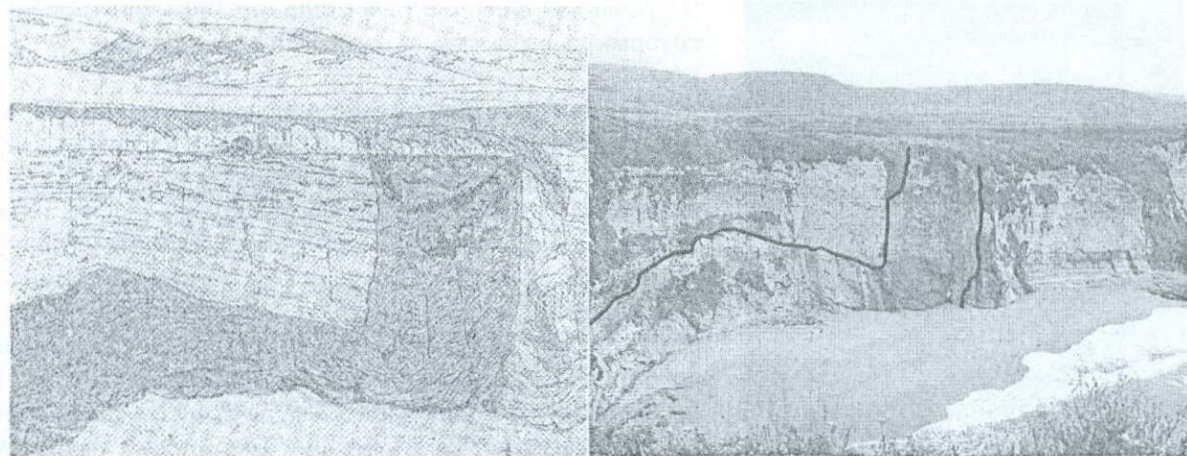


Рис. 2. Массивная песчаниковая дайка сечением до 70 м, прорезающая миоценовые сланцы Центральной Калифорнии. Внутри массы песчаников видны следы течения материала (Newsom, 1903)

нижележащими породами, суживание или выклинивание трещин наверху, задиранье слоев вмещающих пород близ тела даек (рис. 3).



Рис. 3. Песчаниковая инъекционная дайка, шириной около 75 см, в результате внедрения которой произошло задиранье кверху окружающих слоев сланцев (Newsom, 1903)

Впервые инъекционные кластические дайки наиболее полно описал J.Diller (1890). Он изучил около 100 даек в Калифорнии. Эти дайки секут меловые сланцы и песчаники. Мощность их от нескольких мм-ов до 2,45м. Длина большинства даек до 1,6км, высота достигает 30м. Образование трещин автор связывает с землетрясением.

В.В.Ляхович (1953) описал инъекционные дайки в туфогенной толще в районе среднего течения р.Ангары. Дайки сложены светлыми песчаниками. Мощн. их 0,5-2м. На инъекционный характер этих даек указывают наличие флюидалной текстуры песчаников, суживание кверху даек, сходство петрографического состава и даже идентичность изученных им аксессуарных минералов даек и нижележащих песчаников. Образование трещин

автор связывает с землетрясением.

Инъекционными являются также описанные И.П.Герасимовым глинистые дайки мощн. до 0,85м в среднеюрских сланцах в ущ.р.Асса. По мнению автора, в трещинах сланцев,

вызванных интенсивными дислокациями, происходило осаждение взвешенного и растворимого материала из движущихся по этим трещинам горячих минерализованных вод.

К нептуническим относятся не только дайки, образованные на дне моря путем заплывания кластического материала в трещины, как считал А.П.Павлов, но и те дайки, которые образовались в поверхностных трещинах путем их заполнения сверху вниз (рис. 4).



Рис. 4. Сложная нептуническая дайка, сформировавшаяся в зоне разлома (Камчатка) (www.ksenet.ru)

Нептунические кластические дайки также делятся на две группы: глубинные и поверхностные.

Глубинные нептунические дайки образуются под землей путем заполнения трещин, главным образом сейсмотектонического происхождения, вышележащими осадками. Эти дайки характеризуются большими размерами, протяженностью и более четкими формами, чем поверхностные.

Глубинные нептунические кластические дайки широко распространены в Калифорнии. Здесь дайки песчаников заключены в архейских гранитах и гнейсах. Встречаются большие тела мощн. до 300м, образование которых исследователи связывают с крупным разломом.

В большом количестве отмеченные дайки встречаются в Северном Приаралье (Яншин, 1953). Они наблюдаются в породах разного возраста – от альба до палеогена. Но особенно много (несколько тысяч) их в эоцене. Дайки сложены в основном крепкими кварцевыми песками. Они выступают на поверхность в виде каменных стен высотой 0,3-1,5м. Ширина даек 0,1-0,6м, редко до 3м. Протяженность от нескольких сот метров до 1,5км. В нескольких дайках Р.Г.Гарецким (1956) была обнаружена ископаемая фауна вышележащей свиты. Это указывает на то, что они несомненно являются типичными нептуническими кластическими дайками.

В обоих рассмотренных случаях имелись два фактора, способствующих образованию даек, – породы, в которых образовались трещины и вышележащие песчаные осадки, которые заполнили эти трещины.

Поверхностные нептунические кластические дайки образуются путем заполнения кластическим материалом открытых на поверхности трещин. В этой группе нептунических даек выделяются две подгруппы: нептунические дайки, образованные заполнением открытых трещин на дне водных бассейнов, и нептунические дайки, образованные заполнением открытых трещин на суше.

На образование поверхностных нептунических даек первой подгруппы, кроме силы тяжести заполняющего трещину материала, действует и давление воды. Трещины быстро заполняются осаждающимся в бассейне материалом и затем сохраняются в разрезе. В ископаемом виде среди поверхностных нептунических даек наиболее часто встречаются дайки этой подгруппы.

Поверхностные дайки второй подгруппы образуются заполнением открытых на суше трещин кластическим материалом. Таких даек мало и в ископаемом виде встречаются редко, так как они более интенсивно размываются. К этой подгруппе относятся изученные нами кластические дайки.

В Храмском кристаллическом массиве, на левом борту р.Храми, выше автомобильной дороги Тбилиси-Цалка нами обнаружены кластические дайки на трех участках. Все дайки представлены брекчия-конгломератами.

На первом участке обнажается одна дайка. Она находится напротив строения Храмгэс-1, на 60м выше автомобильной дороги, в биотитовых гранитах. Мощность дайки 10см, падение ЮЗ 220°, $\angle 60^\circ$. По простирацию прослеживается на 10-12м. Размеры заполняющего материала

в основном 0,5-1см, но встречаются и гальки размером до 8см в диаметре. В дайке содержится как угловатый, так и хорошо обработанный материал. Цемент базальный. Материал представлен биотитовыми гранитами, иногда катаклазированными, почти всегда хлоритизированными и карбонатизированными плагиогранитами и измененными диабазами. Цемент состоит из мелких обломков этих же пород. Эта кластическая дайка сечет две дайки диабаз-порфириров мощн. 10 и 20см (рис. 5).

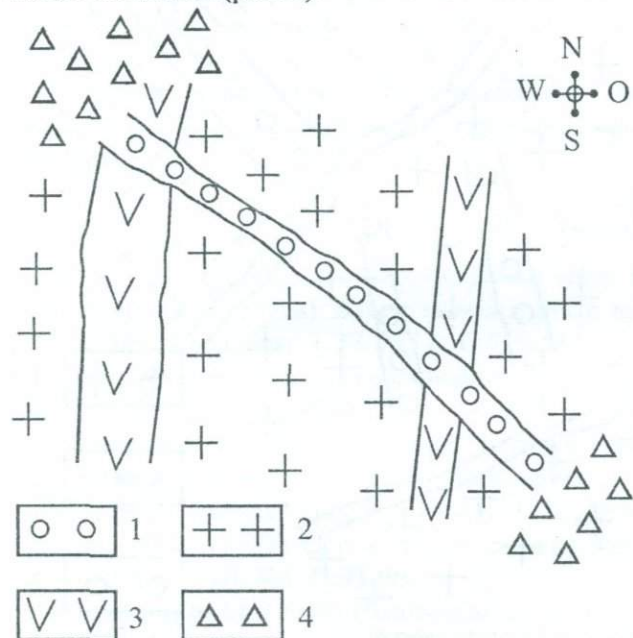


Рис. 5. Схематическая зарисовка первого участка.

1 - кластическая дайка; 2 - граниты; 3 - диабаз;
4 - осыпь

Второй участок находится восточнее первого на 100м. Здесь биотитовые граниты секутся двумя параллельными кластическими дайками мощностью 10-20см. Одна из них сечет и жилу кварцпорфира и прослеживается на 4м. Падение даек СВ 20°, $\angle 40-50^\circ$. Материал представлен обломками гранита, гранит-аплита, кварцпорфира и диабаза. Цемент состоит из мелких обломков этих же пород и породообразующих минералов.

На 30м выше от этих даек обнажаются две параллельные маломощные (1-1,5см) дайки. От них на 7м выше в мощной жиле кварцпорфира имеется кластическая дайка мощн. 70см с северо-восточным падением, в котором наряду мелких обломков и галек встречается один крупный (50×70см) валун. Материал представлен биотитовыми гранитами, часто довольно измененными. В меньшем количестве встречаются плагиоклазовые порфириды и диабазы. Цемент представлен мелкими обломками гранита и породообразующих минералов (рис. 6).

Третий участок находится почти на 1 км ниже храмского поселения (Храмгэс 1). Здесь верхняя часть обнажения представлена метаморфическими породами гнейсовой текстуры, средняя часть – крупнозернистыми биотитовыми гранитами, а нижняя – мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Эти последние широко распространены в ущ. р. Чочиани.

На этом участке дайка обнажается в метаморфических породах. Падение дайки северо-западное, $\angle 70^\circ$, по простиранию прослеживается на 8-10 м. Мощность дайки 10 см. Наверху дайка перекрыта почвенным покровом. Внизу доходит до гранитов. Материал дайки представлен галечниками гранита, кварцпорфира, диабаза и долерита размером от очень мелких до 7-8 см. Цемент базальный (рис. 7).

Описанные обнажения на 50 м выше автомобильной дороги перекрываются хорошо обработанными аллювиальными отложениями, в которых встречаются валуны до 1 м в диаметре.

Чтобы узнать к какому типу относятся изученные нами кластические дайки, следует установить место и механизм образования трещин и механизм заполнения этих трещин.

Что касается места образования трещин, то они несомненно образовались на поверхности суши – сверху они перекрываются аллювиальными отложениями, материалом которых и заполнены; имеют небольшую глубину и некоторые внизу выклиниваются. Трещины не могут быть тектонического происхождения, т.к. нигде не отмечены зеркала скольжения и катаклиз, и жилы в гранитах, которые секутся трещинами, нигде не сдвинуты. Они не могут быть и трещинами отдельности, т.к. секут не только граниты, но и метаморфические породы и секущие граниты

жины. По нашему мнению, эти трещины сейсмического происхождения и должны были образоваться в результате землетрясения. Тем более, что Храмский массив находится в сейсмически активной зоне.

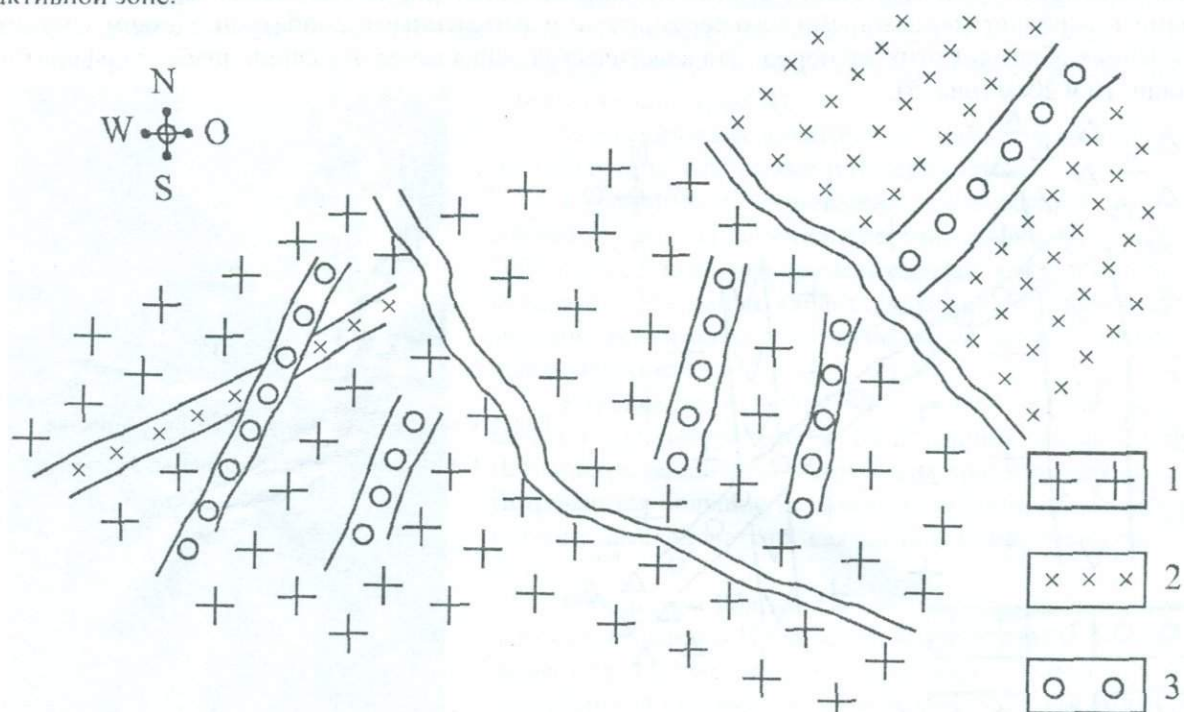


Рис. 6. Схематическая зарисовка второго участка.

1 - граниты; 2 - кварцпорфиры; 3 - кластические дайки



Рис. 7. Кластическая дайка, секущая гнейсы и биотитовые граниты Храмского массива

Что касается механизма заполнения трещин, то конечно, заполнение происходило сверху вниз, т.к. под гранитами не может находиться обработанный материал. В трещинах, кроме необработанного, угловатого материала, присутствует и хорошо обработанный материал аллювиального происхождения.

Исходя из этих фактов, можно прийти к выводу, что трещины образовались, когда русло р.Храми находилось на 50-60 м выше по сравнению с сегодняшним, т.е. непосредственно в русле или на таком уровне от русла, до которого вода доходила во время наводнения. Образованные в русле трещины долго не могли оставаться незаполненными, поэтому можно считать, что промежуток времени от образования трещин до их заполнения очень мал.

В кластовых дайках кроме материала Храмского массива редко встречаются и долериты. Это указывает на то, что во время заполнения трещин р.Храми размывала и долериты. У с. Дашбаш рекой Храми сечется несколько потоков долеритов. Находящихся в долеритовых лавах озерных отложениях Г.М.Заридзе и Н.Ф.Татришвили (1951) были найдены зубы лошади и слона, по которым возраст лав определен поздним плиоценом. По разным хронометрическим шкалам граница между плиоценом и плейстоценом датирована 1,5-2 млн.лет.

На территории древнего г.Дманиси, в осадках, расположенных на долеритовых потоках лав, археологами было обнаружено 2 черепа древнего человека. Возраст этих осадков 1,7-2 млн.лет (Грузия – родина., 2000).

В течение ряда лет мы совместно с коллегами из ИГЕМ РАН проводим систематическое изучение неоген-четвертичного магматизма Грузии. Нами было установлено, что в пределах Храмского массива на разрезе Дашбаши К-Аг возраст базальта нижней части разреза, составляет 3.25 ± 0.25 млн.лет а К-Аг возраст андезибазальтов верхней части разреза – 2.45 ± 0.25 млн.лет (Лебедев 2008).

Таким образом, образование изученных нами кластовых даек произошло меньше 2 млн.лет назад. Это тот промежуток времени, в течение которого р.Храми прорезала русло на 50-60 м.

Что же касается типа изученных нами даек, вышеизложенное указывает на то, что они являются нептуническими кластическими дайками поверхностного типа, которые образовались на суше.

Литература

- Гарецкий Р.Г. (1956) Кластические дайки //Изв. АН СССР. Сер. геол. №3. С.81-103.
- Герасимов А.П. (1918) Жилы выполнения в юрских сланцах бассейна р.Ассы (Сев. Кавказ) //Изв. Геол. ком. Т.37. №5-6. С.529-544.
- Грузия – родина первого европейца (на груз. и франц. языках)(2000), Тбилиси. 47 с.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. (2008) Геохронология плиоценового вулканизма джавахетского нагорья (малый кавказ). статья 2. восточная часть джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция. //Стратиграфия. Геологическая корреляция РАН. Т. 16. №.5. С.101-103
- Ляхович В.В. (1953) О генезисе песчаных даек туфогенной толщи тунгусской серии //ДАН СССР. Т.90. №1. С.93-96.
- Рубинштейн М.М. (1949) Некоторые данные о так называемых нептунических дайках //Сообщ. ГССР. Т.10. №8. С.471-475.
- Чихрадзе Г.А.(1964) Песчаниковые дайки из верхнего эоцена Тонетис-Хеви (Триалетский хребет) //Вопр. геол. Грузии. К XXII сессии МГК. С.153-162.
- Яншин А.А. (1953) Геология Северного Приаралья //Мат. к познанию геологического строения СССР. Нов.сер. Вып. 15(19). Изд. МОИП. 736 с.
- ზარიძე გ., თათრისვილი ნ. (1951) წალკის ლავური წყების პეტროგრაფია //შრომათა კრებული. გვ.67-82.
- ჩინბრაძე გ. (1960) თონეთის ხევის ქვიშაქვების ლავების შესახებ //საქ. მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. XXV. №4. გვ. 429-432.
- Diller J. (1890) Sandstone dikes //Geological Society of America Bulletin. Vol.1. P.411-442.
- Newsom J. (1903) Clastic dikes //Geological Society of America Bulletin. Vol.14. P.227-268.
- Pavlov A. (1896) On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyр in Russia //Geo. Mag. Vol.3. P.49-53.

ПЛИОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ЦЕНТР НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В ПРЕДЕЛАХ ВЕРХНЕЙ РАЧИ

М.Г.Тогонидзе, О.З.Дудаури

Плиоценовый вулканический центр на южном склоне Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. М.Г.Тогонидзе, О.З.Дудаури. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (otardudauri@yahoo.com)

На гребне Главного хребта Большого Кавказа, между вершинами Лабода и Гезе, нами обнаружен и изучен дацитовый вулканический центр, представленный штокообразным субвулканическим телом (подводящий канал вулкана - некк) и вулканической брекчией, которой заполнен паразитический канал вулкана. Эффузивная активность сопровождалась формированием двух систем дацитовых даек – субширотных и субмеридиональных. При этом последние секут первую систему даек. На южном склоне Большого Кавказа известны дацитовые тела на хребте Кароби и у ледника Киртишо и гипабиссальный гранит-порфировый интрузив в верховьях р.Цхенисцкали (Цурунгал). К-Аг возраст этих тел плиоценовый – 4-4,5 млн.лет. Возраст дацитов Зопхито по петрографическому и петрохимическому сходству с дацитами Кароби также можно считать плиоценовым. Совокупность указанных гипабиссальных и вулканических образований представляет собой вулcano-плутоническую ассоциацию.

პლიოცენური ვულკანური ცენტრი კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ზემო რაჭის ფარგლებში. მ.ტოგონიძე, ო.დუდაური. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (otardudauri@yahoo.com)

კავკასიონის თხემზე, მწვერვალების ლაბოდასა და გეზეს შუა, ჩვენს მიერ აღმოჩენილი და შესწავლილია დაციტური ვულკანური ცენტრი, რომელიც წარმოდგენილია სუბვულკანური შტოკისებური სხეულით (ვულკანის ამომყვანი არხი - ნეკი) და ვულკანური ბრეჩიით, რომლითაც ამოვსებულია ვულკანის პარაზიტული არხი. ეფუზურ აქტივობას მოჰყვა დაციტური დაიკების ორი სისტემის – სუბგანედურის და სუბმერიდიონალურის ჩამოყალიბება. მათ შორის მეორე წარმოადგენს პირველი სისტემის დაიკების გამკვეთს. კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ცნობილია დაციტის დაიკები კარობის ქედსა და კირტიშოს მყინვართან და ვრანტ-პორფირის ჰიპაბისური ინტრუზივი ცხენისწყლის სათავეში (ცურუნგალი). ამ სხეულების K-Ag ასაკი პლიოცენურია – 4-4,5 მლნ. წელი. სავარაუდოა, რომ ზოფხითოს დაციტებიც, აღნიშნულ ინტრუზივებთან პეტროგრაფიული და პეტროქიმიური მსგავსების გამო, პლიოცენური ასაკის არის. ამგვარად, პლიოცენურ დროში, კავკასიონის სამხრეთ ფერდზე ჩამოყალიბდა ვულკანურ-პლუტონური ასოციაცია.

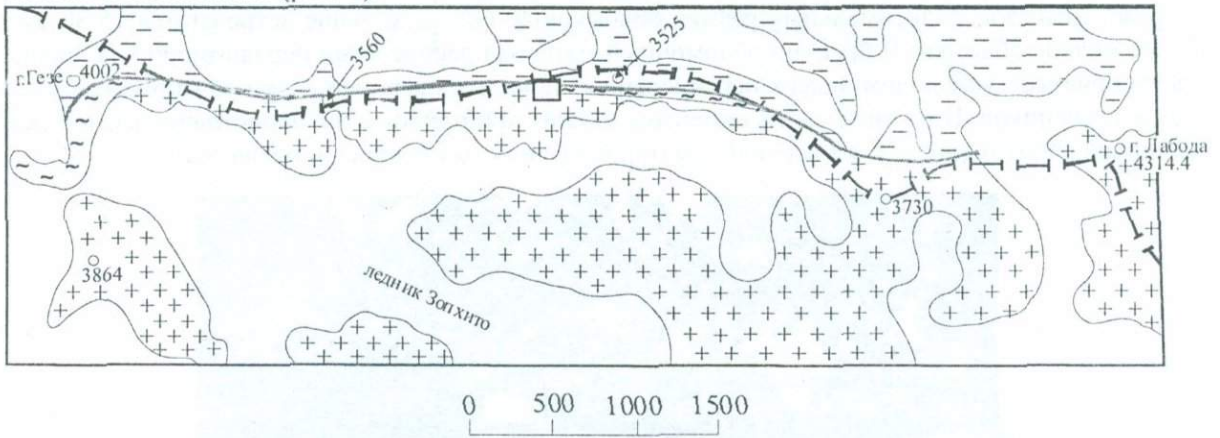
Pliocene Volcanic Centre on the Southern Slope of the Greater Caucasus Within the Limits of Upper Racha. M.Togonidze, O.Dudauri. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, 0193 Tbilisi, Georgia (otardudauri@yahoo.com)

On the crest of the Main Range of the Greater Caucasus, between the Laboda and Geze summits, we have revealed and investigated a dacitic volcanic center represented with a stock-like subvolcanic body – an incurrent volcanic vent (neck) and with a volcanic breccia filling a parasitic vent of the volcano. The effusive activity was accompanied by forming of two systems of dacitic dykes - sublatitudinal and submeridional. At that, the last ones intersect the first system of dykes. On the Southern Slope of the Greater Caucasus dacitic bodies are known on the Karobi ridge and near the glacier of Kirtisho and a hypabyssal granite porphyric intrusion in the upper reaches of the Tskhenistskali (Tsurungal). K-Ar age of these bodies is proved to be Pliocene - 4-4.5Ma. The age of Zopkhito dacites by petrographic and petrochemical similarity to Karobi dacites can also be considered as Pliocene. The set of indicated hypabyssal and volcanic formation is a volcanic-plutonic association.

На северном борту ледника Зопхито, в гребневой части Главного Кавказского хребта, между вершинами Лабода и Гезе на высоте около 3500 м обнажается штокообразное тело дацита. Этот дацит нами был обнаружен еще в начале 60-х годов XX столетия. Однако, из-за отдаленности и труднодоступности скалистого рельефа и ограниченного времени, для проведения детальных наблюдений нам пришлось еще несколько раз посетить район исследования. Полученные результаты изложены в настоящей статье.

Район наших исследований характеризуется сложным геологическим строением. Южный склон хребта сложен палеозойскими гранитами и кристаллическими сланцами, на которых трансгрессивно налегают лейасовые отложения мощн. 50-70 м. Узкая полоса этих отложений

тянется к востоку до подножья вершины Лабода. Северный склон хребта сложен теми же лейасовыми отложениями (рис. 1).



- | | | | | | |
|---|--|------------------------|---|--|--|
| 1 | | метаморфические сланцы | 4 | | выход дацитового штока и вулканической брекчии |
| 2 | | палеозойские граниты | 5 | | ледники |
| 3 | | лейасовые сланцы | 6 | | линия надвига |

Рис. 1. Схематическая геологическая карта района

Самые древние породы представлены черными плойчатыми кристаллическими сланцами, испещренными кварцевыми прожилками. Эти сланцы сложены из кварца, мусковита, биотита, хлорита, плагиоклаза, турмалина и рудных минералов.

Кристаллические сланцы секутся порфировидными микроклиновыми гранитами, которые пользуются наиболее широким распространением в изученном районе. Эти граниты секутся небольшими телами равномернoзернистых светло-серых плагиогранитов. В гранитах наблюдаются многочисленные дайки диабазов и диабаз-порфириров.

Лейасовые отложения, налегающие на метаморфические сланцы базальной формацией, представлены песчаниками и глинистыми сланцами.

Выход дацитового штока начинается у западного окончания полосы сланцев и продолжается на гребне хребта на 150-200 м. Дациты секут как палеозойские граниты и кристаллические сланцы, так и лейасовые отложения. На 300-350 м западнее дацитового штока на гребне хребта имеется выход вулканической брекчии шириной ~ 180 м (рис.2). Контакты брекчии с вмещающими породами резкие. На южном склоне хребта выход вулканической брекчии прослеживается на 200-250 м с наклоном на восток к дацитовому штоку под углом 70° и, вероятно, на глубине соединяется со штоком дацита, а на северном склоне уходит под ледник.



Рис. 2. Обнажение вулканической брекчии

Вулканическая брекчия содержит обломочный материал вмещающих пород – палеозойских гранитов, кристаллических сланцев, лейасовых песчаников и глинистых сланцев, дацитов и, реже, диабазов. Максимальный размер обломков 40-60 см, но чаще встречаются 15-30 см и более мелкие обломки. В брекчии обломочный материал распределен неравномерно. В нижней части присутствуют обломки всех перечисленных пород, а в верхней – только глинистых сланцев и песчаников. В нижней части цементом служит кристалло- и литокристаллокластический материал дацитов (рис. 3), а в верхней – материал глинистых сланцев и песчаников.

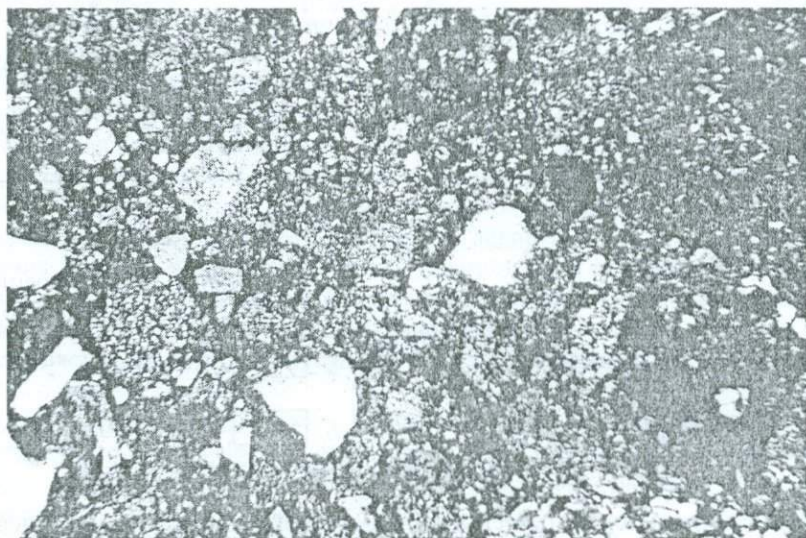


Рис. 3. Дацитовый цемент в вулканической брекчии
Увел. 17×, ник.+.

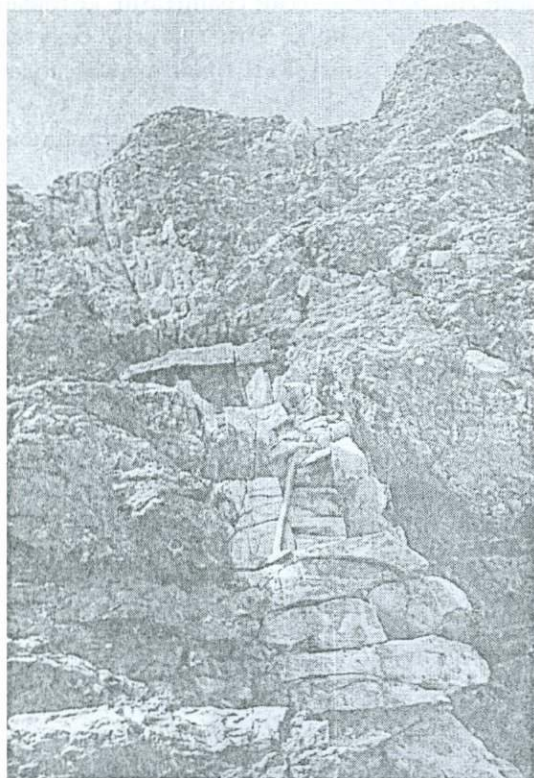


Рис. 4. Дайка дацита в вулканической брекчии

Как вулканическая брекчия (рис.4), так и все вмещающие породы секутся дайками дацитов мощн. от 0,5 до 5 м, редко до 10 м, которые иногда по простиранию прослеживаются на 150-200 м. Простирание даек субширотное или субмеридиональное. Наблюдается пересечение субширотных даек субмеридиональными.

Наблюдаемые геологические факты дают нам основание представить развитие дацитового вулканизма следующим образом: размеры дацитового штока, застывшего в подводящем канале вулкана, свидетельствуют о том, что происходило довольно мощное извержение дацитовой лавы, следы которой не сохранились из-за интенсивной денудации. В канале вулкана остывший расплав раскристаллизовавшись, закупорил его. После этого извержение лавы прекратилось, но накопившиеся газы вызвали взрыв в боковом (паразитическом) канале, вследствие чего образовалась брекчия, в нижней части которой содержится дацитовый материал, а в верхней – только материал лейасовых глинистых сланцев и песчаников (рис. 5). Вулканическая деятельность сопровождалась формированием двух систем даек дацитового состава.

Дациты вулканического центра Зопхито серого или светло-серого цвета порфиоровые, иногда пористые породы. Структура порфиоровая, гломеропорфиоровая или сериально-порфиоровая с полно-, микро- или криптокристаллической основной массой (рис. 6).

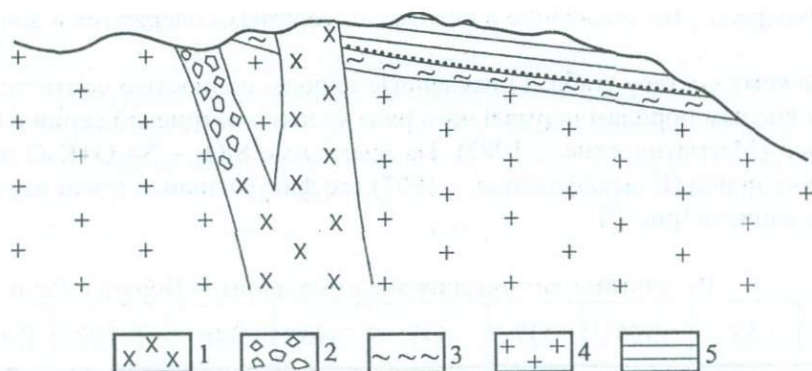


Рис. 5. Разрез вдоль гребня главного хребта Б. Кавказа.

1-дациты; 2- вулканическая брекчия;

3- метаморфические сланцы; 4- палеозойские граниты; 5- лейасовые сланцы.

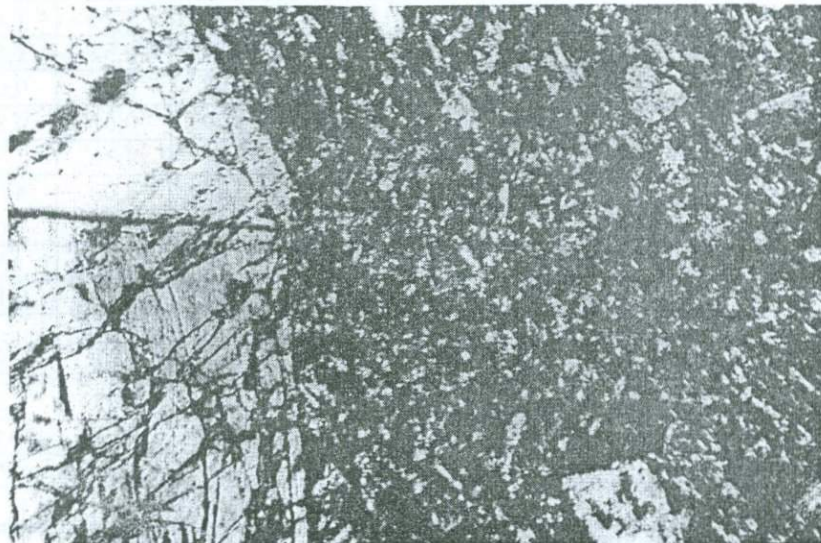


Рис. 6. Структура дацита

Увел. 64х, ник.+.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом, кварцем и, реже, почти полностью измененным биотитом. Количество порфировых выделений составляет 20-60 %.

Фенокристаллы плагиоклаза обычно идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные, размером от долей до 6-7 мм, редко до 1 см. Иногда образуют гломерофировые скопления. В некоторых кристаллах отмечается слабовыраженная зональность. Плагиоклаз представлен андезином. Крупные кристаллы иногда пятнисто замещаются альбитом. Свежие плагиоклазы встречаются редко. Они обычно, особенно мелкие кристаллы, частично или полностью замещены серицитом, пелитовым веществом, карбонатом.

Порфировые выделения кварца представлены оплавленными кристаллами, размером от долей до 5 мм, с одновременным погасанием, иногда содержащими включения основной массы. Количество их варьирует в широких пределах – от единичных кристаллов до 25% всей массы породы, но почти всегда меньше плагиоклаза.

Порфировые выделения биотита присутствуют в малом количестве – редко доходят до 10% массы породы. Чешуйки часто почти полностью замещены хлоритом, мусковитом, эпидотом, рудным минералом и карбонатом. Более-менее свежие биотиты встречаются редко.

Полнокристаллическая основная масса состоит из кварц-плагиоклазового агрегата, с зернами рудного минерала и чешуйками хлорита. В криптокристаллической основной массе, обычно пелитизированной, содержатся микролиты плагиоклаза.

В некоторых дайках дацита присутствует турмалин в виде единичных радиально-лучистых агрегатов.

Из аксессуарных минералов встречаются идиоморфные кристаллы циркона, часто включенные в фенокристаллы плагиоклаза, ксеноморфные или идиоморфные кристаллы апатита и

зерна рудного минерала. Эти последние в некоторых образцах содержатся в довольно большом количестве.

По химическому составу (табл. 1) изученные породы полностью соответствуют дацитам. Они относятся к кислым породам нормального ряда калиево-натриевой серии с весьма высокой глиноземистостью (Магматические..., 1983). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для классификации вулканических пород (Классификация..., 1997) все фигуративные точки изученных дацитов попадают в поле дацитов (рис. 7).

Таблица 1

Результаты химических анализов дацитов Верхней Рачи

№ обр.	51	53	335	337	471	346	348	P-192	P-194	P-358
SiO_2	67,83	67,83	69,00	70,10	67,14	69,34	65,13	68,37	69,10	70,06
TiO_2	0,37	0,36	0,14	0,24	0,24	0,30	0,26	0,25	0,37	0,12
Al_2O_3	14,62	14,45	15,38	14,94	14,92	14,44	14,51	15,30	15,30	14,45
Fe_2O_3	0,45	1,27	1,98	1,58	2,59	2,02	2,62	1,76	1,11	0,15
FeO	2,61	1,44	0,76	1,84	2,64	1,81	1,81	2,52	2,52	2,15
MnO	0,07	0,07	0,07	0,11	сл.	0,08	0,08	0,03	0,03	0,03
MgO	1,56	1,65	0,72	0,50	1,36	0,79	1,29	0,61	0,80	1,27
CaO	2,87	2,17	2,74	1,76	3,87	3,10	3,64	4,26	3,52	2,67
Na_2O	4,22	3,70	2,75	3,21	4,32	4,18	3,44	4,00	4,00	5,80
K_2O	3,20	3,50	5,53	1,75	1,15	1,08	3,15	1,60	1,60	2,00
SO_3	нет	1,46	нет	0,13	сл.	0,27	1,08	нет	нет	-
P_2O_5	0,18	0,16	0,24	0,29	0,21	0,55	0,32	0,16	0,17	0,09
H_2O^+	1,08	0,70	0,30	0,32	0,28	0,32	0,28	-	-	0,08
H_2O^-	0,07	0,06		0,25	0,15	0,50				
ппп	0,67	1,40	0,62	3,20	1,32	1,54	2,58	1,03	1,25	0,42
Σ	99,80	100,22	100,18	99,97	100,07	99,82	100,19	100,14	99,82	99,82
Аналитик	Лабарткава Ц.		Мтиулишвили К.				Арешидзе Р.		Джабуа Н.	

Дациты Зопхито: 51, 53, 335 – из дацитового штока; 337 – из обломка брекчии; 471 – из дайки в гранитах; 346, 348 – из секущих брекчий жил. Дациты Кароби – P-192, P-194, P-351.

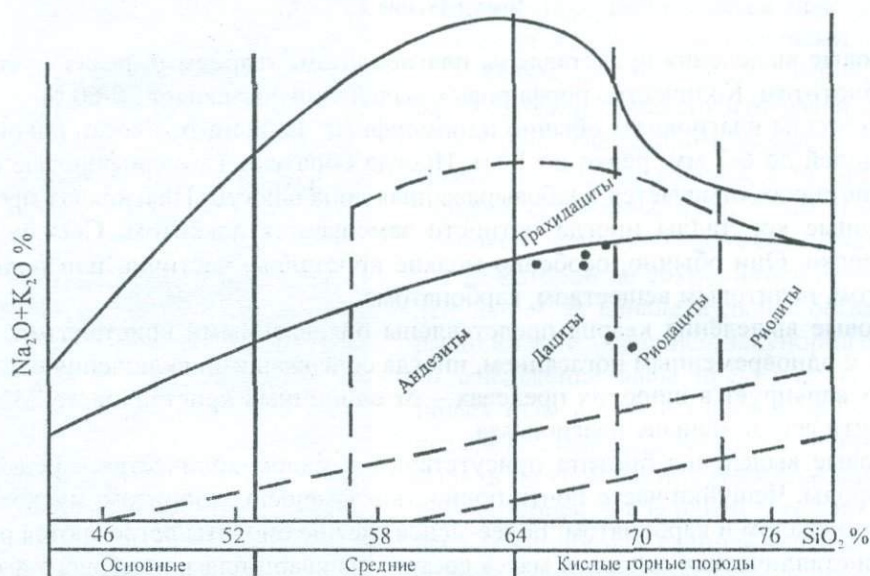


Рис. 7. Расположение фигуративных точек изученных дацитов на $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ классификационной диаграмме

В Верхней Раче кроме дацитов Зопхито известны дациты Кароби и Киртишо. Дациты Кароби обнажаются на южном склоне хребта Кароби. Это дайкообразное тело мощн. 15-25 м, которое по простираению прослеживается на расстоянии более 100 м. К этой дайке приурочено молибденовое оруденение. Дациты Киртишо обнажаются на левом берегу р.Чвешура на 700-

800 м ниже ледника Киртишо. Это мощное (700-800 м) удлиненной в широтном направлении формы тело занимает северный склон и гребень хребта Кароби и по мнению ранних исследователей имеет с каробским дацитом общий магматический очаг (Харашвили, 1940). Дациты Кароби, по данным А.М.Борсука (1979) и нашим (определение возраста проведено в ИГЕМ РАН В.А.Лебедевым), являются плиоценовыми (табл. 2). Плиоценовыми являются так же гипабиссальные гранит-порфировые интрузивы в верховьях р.Цхенис-цкали (Нижний Сванети) – Цурунгальский (Цанский), площадью около 3 км² (табл. 2) и более мелкие – Тотельдашский и Чорохский.

Таблица 2

К-Аг возраст дацитов Кароби и гранит-порфиров Цурунгал по биотитам

№ обр.	Интрузив	К %	⁴⁰ Аг _{рад} мг/г	Возраст млн. лет	Лит. источник
Р-194	Кароби	7,62	2,10	4,00±0,20	
б/н	Кароби	6,53	1,95	4,40±0,20	Борсук (1979)
б/н	Цурунгал	6,93	1,96	4,15±0,20	“ – “
424	Цурунгал	5,16	1,606	4,5	Рубинштейн (1967)

Из-за вторичных изменений, измерить изотопный возраст дацитов Зонхито не представляется возможным. Но так как эти дациты по своему петрографическому характеру и химическому составу (табл. 1) аналогичны дацитам Кароби, их можно считать синхронными образованиями.

Таким образом в Верхней Раче и Нижней Сванети в плиоцене имела место интрузивная и эффузивная активность, вследствие чего образовались гипабиссальные интрузивы и дайки, субвулканические тела и вулканические брекчии. Совокупность указанных гипабиссальных и вулканических образований дацит-гранитпорфирового состава по геологической природе представляет собой вулканоплутоническую ассоциацию.

Литература

- Борсук А.М. (1979) Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука. 300с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. (1997) М.:Недра. 248с.
- Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. (1983) Ч.2. М.: Наука. 768 с.
- Рубинштейн М.М. (1967) Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси: Мецниереба. 240с.
- Харашвили Г.И. (1940) Рудные проявления в верховьях реки Чвешуры //Сов. геол. №7. С.113-118.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ДЖАВАХЕТСКОГО НАГОРЬЯ (ЮЖНАЯ ГРУЗИЯ)

Г.Т.Вашакидзе, Р.А.Ахвледиани, О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе, В.А.Лебедев

Некоторые аспекты формирования вулканогенных пород Джавахетского нагорья (Южная Грузия). Г.Т.Вашакидзе¹, Р.А.Ахвледиани¹, О.З.Дудаури¹, М.Г.Тогонидзе¹, В.А.Лебедев². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (goga.vashakidze@gmail.com), ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН (leb@igem.ru).

Анализ петрохимических данных для молодых вулканитов Джавахетского нагорья позволил, в первую очередь, установить на основании минеральной термо-барометрии конкретные условия формирования изученных пород. Статистическая обработка петрогеохимических характеристик пород, образовавшихся на различных этапах и фазах неоген-четвертичного магматизма региона, дала возможность, в определенной мере, проследить схему последовательного изменения режима формирования молодых вулканитов для Джавахетского нагорья в целом.

ჯავახეთის მთიანეთის (სამხრეთ საქართველო) ვულკანოგენური ქანების ფორმირების ზოგიერთი ასპექტი. ვაშაკიძე¹, აკხვლედიანი¹, დუდაური¹, თოგონიძე¹, ლებედვი². ¹რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის და გეოქიმიის ინსტიტუტი, სტარომონეტის შეს., 35, 109017 მოსკოვი (leb@igem.ru); ²საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (goga.vashakidze@gmail.com).

ჯავახეთის მთიანეთის ახალგაზრდა ვულკანიტების პეტროქიმიური მონაცემების ანალიზმა, მინერალების თერმო-ბარომეტრიაზე დაყრდნობით, უფლება მოგვცა დაგვედგინა შესწავლილი ქანების P-T პირობები. რეგიონის ნეოგენ-მეოტოხეული მაგმატიზმის სხვადასხვა ეტაპსა და ფაზაზე წარმომოხილი ქანების პეტროგეოქიმიურ მახასიათებლების სტატისტიკურმა შესწავლამ, გარკვეული დონით, საშუალება მოგვცა, მთლიანად ჯავახეთის მთიანეთისთვის, დაგვედგინა ახალგაზრდა ვულკანიტების ფორმირების თანამიმდევრობის სქემა.

Some Aspects of the Formation of the Javakheti Plateau (Southern Georgia). G.T.Vashakidze¹, R.A.Akhvlediani¹, O.Z.Dudauri¹, M.G.Togonidze¹, V.A.Lebedev². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (goga.vashakidze@gmail.com), ²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow 109017, Staromonetny per., 35 (leb@igem.ru).

The study of the petrochemical data for the young volcanics of the Javakheti Plateau has allowed, first of all, due to the mineral thermo-barometry to define concrete P-T conditions of forming of the studied rocks. Statistical treatment of the petrochemical characteristics of the rocks that were formed at various stages and phases of the region's Neogene-Quaternary magmatism has enabled to be traced, to a certain extent, a pattern of successive change of the formation mode of the young volcanics for the Javakheti Plateau as a whole.

Согласно наиболее распространенной точки зрения, интенсивно проявленный на Кавказе магматизм неоген-четвертичного возраста по своей природе является позднеколлизийным (Короновский Н.В., Демина Л.И., 1999). Он начался в середине миоцена, когда Кавказский сегмент Альпийского складчатого пояса вступил в стадию "жесткой" коллизии Аравийской и Евроазиатской литосферных плит и продолжался вплоть до голоцена включительно. На основании полученных в последние десятилетия геохронологических данных были установлены временные рамки трех этапов развития молодого магматизма Кавказа: 1) поздний миоцен (9-5 млн.лет); 2) плиоцен (4-2 млн.лет); 3) антропоген (менее 1,5 млн.лет) (Аракелянц и др., 1968; Чернышев и др., 1999, 2001, 2002; и др.). Первый этап наиболее мощно проявился на Малом Кавказе, в то время как магматические образования второго этапа широко распространены в пределах всего Кавказского региона. На завершающем четвертичном этапе сформировались такие крупные стратовулканы как Эльбрус, Казбек, Арагац и др.

Продукты неоген-четвертичной магматической активности в пределах Кавказа характеризуются широким спектром составов – от оливиновых базальтов до риолитов и риолитовых обсидианов. Как известно, в регионах с типичным проявлением коллизийного магматизма (например, Гималаи) продукты извержений в подавляющем большинстве случаев имеют кислый состав. Особенности развития молодого вулканизма на Кавказе позволяют предположить, что,

начиная с миоцена, здесь существуют сложные условия совмещения континентальной коллизии с начальной стадией рифтогенеза (Борсук и др., 1989) или внутриплитной обстановкой горячего поля мантии (Бубнов, 2003).

Джавахетское нагорье расположено в центральной части складчатых сооружений Малого Кавказа на территории Грузии, Армении и Турции. Джавахетское нагорье – единственная неовулканическая область Кавказа, где основной по составу лав неогеновый вулканизм проявлен, в том числе, в форме долинных лавовых потоков (Храмский, Куринский, Машаверский и др.).

Начальный этап позднекайнозойского вулканизма Джавахетского нагорья связан с формированием толщ позднемиоценовой годердзской свиты, сложенной преимущественно пирокластическими образованиями, реже лавами андезит – дацитового состава. Классические разрезы годердзской свиты находятся за пределами Джавахетского нагорья – в Эрүшет-Арсинской и Карсской областях. Миоплиоценовый возраст годердзской свиты в Эрүшет-Арсинской области предполагался на основе стратиграфических данных, а также изучения остатков флоры (Схиртладзе, 1958). В пределах Джавахетской области к годердзской свите относят пирокластические образования и потоки андезитового состава, вскрытые в долинах р.Кура и ее правого притока р.Паравани, где они перекрываются базальтами ахалкалакской свиты. Полученные нами геохронологические данные (Лебедев и др., 2004) указывают на формирование вулканитов годердзской свиты в интервале времени 8-7 млн.лет.

Пик вулканической активности в пределах Джавахетского нагорья приходится на средний-поздний плиоцен и связан с развитием ареального основного вулканизма, продукты которого в литературе объединяются в ахалкалакскую свиту (Майсурадзе, Кулошвили, 1999). Потоки оливиновых базальтов и андезибазальтов практически сnivelировали древний палеорельеф и образовали обширные лавовые плато – Ахалкалакское, Цалкинское, Гомаретское и др.

Продукты умеренно-кислого и кислого вулканизма, образовавшиеся на плиоценовом этапе развития Джавахетской области, не имеют широкого распространения. Они слагают небольшие вулканы Джавахетского хребта в центральной части региона, к которым основные лавы нижних частей разреза ахалкалакской свиты прилегают, а лавы верхних частей свиты их перекрывают. Установленный нами возраст дацитовых лав Джавахетского хребта составляет 2,7-2,2 млн.лет (Лебедев и др., 2004). Ранее эти образования включали в позднемиоценовую годердзскую свиту (Майсурадзе, Кулошвили, 1999).

Вулканизм заключительного (четвертичного) этапа на территории Джавахетской области начался около 800 тыс.лет назад и на основании изотопно-геохронологических данных был надежно зафиксирован только в пределах Самсарского хребта (Лебедев и др. 2003, 2004). Нами выделено четыре его фазы, последняя из которых была проявлена в конце неоплейстоцена – голоцене (вулканы Годороби и Тавкветили). Ранее продукты извержений новейших вулканов Самсарского хребта, также как и плиоценовых вулканов Джавахетского хребта, включались в состав позднемиоценовой годердзской свиты (Схиртладзе, 1958; Майсурадзе, Кулошвили, 1999).

Учитывая важность изучаемого вопроса, нами предпринята попытка, на основе химических анализов изученных пород и выделенных из них мономинеральных фракций, восстановить условия формирования вулканогенных пород грузинской части Джавахетского нагорья.

Полученный авторами статьи достаточно большой объем новых химических анализов вулканогенных пород, обусловил необходимость проведения поэтапного статистического анализа. Результаты приведены в таблице 1.

Наши данные были сопоставлены с имеющимися обобщениями по составу и эволюции континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан 1988; Добрецов 1980). С.Р. Тейлор (1988) приводит средний химический состав больших площадей континентальной коры, которому достаточно близки средние статистические составы дацитов р.Куры, валовые составы риолитов и андезитов Самсарского хребта и риолитов вулкана Амиранисгора. Согласно С.Р.Тейлору(1988) приводимое перераспределение химического состава петрогенных элементов характеризует состав верхней коры.

Среднестатистические показатели изученных нами пород выявляют характерное для дацитов и андезитов (Тейлор 1988. стр.83 и 85) адекватное распределение основных элементов.

Не менее сопоставимые результаты получены при сравнении среднестатистических показателей основных химических элементов потоков субщелочных базальтов в долинах рр. Храмы, Куры и Машаверы с приводимой С.Р.Тейлором (1988) базитовой субстанцией нижней континентальной коры.

Статистические данные по химизму вулканитов Джавахети

окислы	Субщелочные базальты				Андезиты	
	р.Храми 3,15 млн.лет	р.Кура 2,10 млн.лет	р.Машавера 2,10 млн.лет	Базитовый состав нижней континентальной коры по Тейлору	наши данные (средняя из 8 анализов) 2 млн.лет	Валовый состав коры андезитовой модели по Тейлору
SiO ₂	50,52	50,45	50,5	50,6	58,0	56,79
TiO ₂	1,42	1,52	1,35	0,77	0,8	1,07
Al ₂ O ₃	17,38	16,79	16,72	17,9	18,0	17,13
Fe ₂ O ₃	10,24	11,21	10,61	8,8	7,5	8,17
MnO	0,13	0,15	0,15	-	0,15	0,12
MgO	6,23	6,0	6,01	8,2	3,5	3,55
CaO	8,82	8,93	8,95	9,7	7,5	7,3
K ₂ O	0,95	1,67	1,2	1,0	1,5	1,71
Na ₂ O	4,04	3,94	3,67	3,3	3,5	3,68
Базальты субщелочные					Андезиты субщелочные	

окислы	Дациты				риолиты	андезиты
	по Тейлору	р.Кура+вулк. Хертвиси 8-7 млн.лет	вулк. Амиранис- гора	Самсарский хребет	Самсарский хребет	Самсарский хребет
SiO ₂	66,3	64,31	70,72	66,42	67,76	66,67
TiO ₂	0,67	0,64	0,34	0,58	0,46	0,65
Al ₂ O ₃	15,9	15,3	14,26	15,26	14,71	15,96
Fe ₂ O ₃	4,4	4,14	2,94	4,31	3,62	4,62
MnO	-	0,064	0,045	0,06	0,05	0,07
MgO	1,76	1,8	0,82	1,23	0,8	1,26
CaO	4,32	5,0	3,39	4,92	5,02	4,64
K ₂ O	2,57	2,6	2,5	2,2	1,99	2,12
Na ₂ O	3,97	3,71	3,5	3,64	3,61	3,66
	Дациты щелочные	Умеренно кислые породы				

Вариации содержания кремнезема в изученных породах лежат в диапазоне 47-70%. Используя диаграмму терминологической комиссии петрографического комитета (Магматические ..., 1983) можно прийти к заключению, что фигуративные точки базальтов и андезибазальтов располагаются в поле субщелочных серий, хотя часть точек тяготеет к полю известково-щелочных пород. Более кислые вулканиты Джавахетского нагорья, в основном, занимают поле известково-щелочной серии.

Вулканиты отличаются высокой и весьма высокой глиноземистостью, низкой титанистостью, умеренной и высокой магнезиальностью.

С целью выяснения режима формирования изученных вулканогенных образований Джавахетского нагорья, нами в таблицах 2 и 3 суммированы наиболее часто используемые химические константы, ранжированные по возрастному принципу, в сопоставлении с расчетными P-T – условиями формирования соответствующих вулканитов.

Анализируя полученные данные по субщелочным базальтам, приходим к выводу, что основные химические константы, практически, остаются неизменными на протяжении всего возрастного диапазона формирования субщелочных базальтов изученного региона, за исключением коэффициента калиевости (K₂O/K₂O+Na₂O), величина которого пропорционально повышается (18,95; 22,85; 24,8) с уменьшением возраста изученных базитов (Храмский поток - 3,15 млн.лет; Куринский поток - 2,10 млн.лет; Машаверский поток - 2,10 млн.лет).

Основные параметры формирования основных пород Джавахети

№ обр	Тип пород, парагенезис и место взятия образца.	Основные химические константы									Т млн. лет	по хим. дан.		Пироксены				Pl		Ol
		Mg/Σ	Na/Σ	индекс основности	Fe	Mg	Al	Na+K	K _{зат}	Кл		Т°С	P _{вод} кбар	Т°С max	P _{общ} max	Т°С min	P _{общ} min	Т°С max	Т°С min	Т°С
Храмские базальтовые потоки																				
ЮГ-100	верхн. гориз	56,02	35,7	0,67	0,28	70,92	42,93	0,45	29,74	18,83	3,16±0,24	1136	2,2	1174±6	11,3±1,5	1088±1,4	9,3±0,5	1147±3	1059	1070±6
ЮГ-101	верхн. гориз	54,42	37,12	0,60	0,24	68,95	45,34	0,42	28,03	18,53	3,10±0,23	1095	1,7							
ЮГ-102	средн. гориз	58,79	33,02	0,69	0,29	70,68	40,64	0,44	30,34	19,87	3,22±0,17	1230	1,6							
ЮГ-103	нижн. гориз	52,71	38,54	0,62	0,25	69,43	45,48	0,46	27,83	18,58	3,26±0,25	1057	2,3							
	средн. значения	55,49	36,09	0,64	0,26	70,0	43,6	0,44	28,99	18,95	3,19±0,14	1130	1,95							
Куринские базальтовые потоки																				
ЮГ-33	верхн. гориз	56,8	33,36	0,73	0,29	67,39	39,26	0,48	27,63	22,8	2,11±0,10	1225	1,6	1145±46	9,3±2	1029±15	11,5±0,5	1160	-	1180±8
ЮГ-35	3 горизонт	54,08	35,21	0,65	0,25	69,69	43,94	0,45	28,60	23,3	2,05±0,12	1116	1,8							
ЮГ-39	6 горизонт	53,66	36,04	0,65	0,25	70,23	44,48	0,45	28,63	22,2	2,15±0,15	1110	2,0							
ЮГ-40	нижн. гориз	51,99	36,41	0,67	0,26	65,02	42,30	0,49	25,05	24,2	2,23±0,13	1185	1,8							
ЮГ-41	2 снизу	53,93	35,50	0,66	0,27	60,35	40,18	0,46	25,89	22,9	2,05±0,10	1215	1,7							
ЮГ-42	3 снизу	53,09	36,73	0,62	0,25	65,15	44,01	0,44	25,38	21,7	2,10±0,11	1190	1,6							
	средн. значения	53,92	35,54	0,66	0,26	66,4	42,4	0,46	26,86	22,85	2,11±0,14	1174	1,75							
Машаверские базальтовые потоки																				
ЮГ-104	верхн. гориз. н. ступень	54,68	34,68	0,64	0,26	66,61	42,79	0,44	26,62	23,5	2,18±0,14	1178	1,5	1139±8	7,5±0,5	1059±11	10,5±0,5	1147	1059	1115±21
ЮГ-105	нижн. гориз. н. ступень	67,74	23,28	0,7	0,32	69,82	36,44	0,34	31,91	27,8	2,15±0,12	-	-							
ЮГ-106	2 снизу н. ступень	54,65	33,55	0,64	0,25	68,41	43,58	0,44	27,72	26,0	2,02±0,10	1176	1,2							
ЮГ-107	нижн. гориз. н. ступень	57,89	32,65	0,66	0,29	67,62	41,35	0,42	28,02	22,5	2,04±0,10	1270	1,2							
ЮГ-108	нижн. гориз. н. ступень	59,37	30,78	0,68	0,28	70,05	40,61	0,42	30,07	24,2	2,06±0,12	1274	1,0							
ЮГ-109	верхн. гориз. н. ступень	50,44	36,08	0,63	0,22	67,42	45,82	0,46	26,07	27,2	2,12±0,11	1082	1,5							
ЮГ-110	нижн. гориз. 2 ступень	47,64	33,96	0,64	0,20	74,96	49,31	0,51	29,75	23,7	2,06±0,14	964	2,4							
ЮГ-111	верхн. гориз. 2 ступень	48,65	32,28	0,62	0,23	67,37	46,97	0,48	25,56	23,5	2,09±0,14	1012	2,3							
	средн. значения	55,13	32,91	0,65	0,26	69,0	43,4	0,44	28,2	24,8	2,09±0,12	1136	1,58							

Субщелочные базальты. P1+Pх+O1

Таблица 3

Основные параметры формирования дацитовых лав Джавахетского нагорья

№ обр.	Тип пород и парагенезис.	Основные химические константы									Т млн. лет	по хим. дан.		по Amf		по Bi		Pl	Ср. статист. дан.				
		Mg/Σ	Na/Σ	индекс основности	Fe	Mg	Al	Na+K	K _{зат}	Кл		T°С	P _{вод}	T°С	P _{общ} кбар	T°С	P _{общ}		T°С	T°С	P _{вод} кбар	P _{общ} кбар	
																						Amf	Bi
Годердзская Свита																							
ЮГ-44	Дацит, Срх+Орх	15,35	53,19	0,44	0,05	45,54	72,75	0,53	8,99	37,16	7,60±0,4	753	1,0	-	-	775	8,0	743	808±47	1,3	-	6,8	
ЮГ-45	Дацит, Срх+Орх	20,0	46,69	0,53	0,07	52,12	65,94	0,60	11,71	41,39	7,30±0,4	847	1,1	-	-	834	5,6	875					
вулкан Хертвиси																							
ЮГ-43	Андезит, Pl+Срх	25,68	4258	0,57	0,08	68,51	64,88	0,60	17,71	42,71	7,70±0,2	824	1,7	-	-	-	-	-	725±35	1,0	11,3	8,0	
ЮГ-2	Дацит, Bi+Amf+Pl	11,35	50,95	0,48	0,03	51,01	78,65	0,60	8,02	42,53	2,70±0,3	735	0,9	749	11,3	775	8	742					
ЮГ-3	Дацит, Bi+Amf+Pl	12,81	51,65	0,48	0,04	52,06	77,18	0,59	8,83	40,76	3,20±0,3	713	1,1	697	11,3	662	8	-					
вулкан Амиранисгора																							
ЮГ-73	Дацит, Срх+Орх+Amf+Pl	17,32	57,01	0,40	0,05	47,79	73,06	0,49	10,04	31,05	0,76±0,08	697	1,3	713	11	708	9,1	730	7012±16	1,3	11,0	9,1	
вулкан Шавнабада																							
ЮГ-75	Дацит, Amf+Pl+Bi	9,37	57,30	0,47	0,03	45,2	80,37	0,61	6,54	36,78	0,29±0,06	525	1,4	518	11	534	9,3	496	641±87	1,24±0,29	10,4±0,49	7,8±0,8	
ЮГ-76	Дацит, Amf+Pl+Bi	18,71	55,97	0,44	0,06	52,01	71,22	0,53	11,24	31,15	0,32±0,07	659	1,7	668	10	675	7,6	666					
вулкан Диди-Абули																							
ЮГ-66	Дацит, Amf+Pl+Bi	10,94	55,47	0,44	0,03	44,9	78,78	0,56	7,23	37,72	0,28±0,06	578	1,1	564	10	566	8	572	641±87	1,24±0,29	10,4±0,49	7,8±0,8	
ЮГ-67	Дацит, Amf+Pl+Bi	13,84	54,53	0,44	0,04	49,71	76,49	0,54	9,01	36,71	0,24±0,06	804	0,7	751	10	775	6,9	767					
Кальдера Самсари																							
ЮГ-68	Дацит, Amf+Pl+Bi	11,38	58,05	0,40	0,04	41,31	78,18	0,52	7,03	34,5	0,18±0,07	641	1,2	618	10	649	6,9	627	712±47	1,8	11,0	8,0	
ЮГ-69	Дацит, Amf+Pl+Bi	12,07	58,46	0,41	0,04	42,79	77,25	0,53	7,46	33,51	0,24±0,07	615	1,4	584	11	566	-	603					
ЮГ-72	Дацит, Amf+Pl+Bi	11,21	54,69	0,46	0,04	42,38	76,62	0,58	7,08	38,41	0,20±0,04	654	1,2	758	11	775	8	755					
вулкан Годореби																							
ЮГ-63	Гиалодацит, Amf+Pl+Bi	15,36	54,46	0,45	0,06	41,56	70,2	0,56	8,40	35,66	0,03±0,03	745	1,8	753	11	775	8	663	712±47	1,8	11,0	8,0	
вулкан Тавкветили																							
ЮГ-77	Гиалодацит, Amf+Pl+Bi	23,01	51,99	0,47	0,07	57,57	67,76	0,53	13,95	32,47	<30	671	1,7	758	11,5	662	8	666					

Известно, что возникновение долинных базальтовых лавовых рек – явление характерное для вулканических областей с масштабно проявленным основным магматизмом, для которого характерна высокая температура, низкая вязкость и, как следствие, высокая подвижность.

Расчет максимальных температур кристаллизации изученных основных пород, при давлении паров воды в пределах 2 кбар (количество воды $\approx 1-2\%$) и присутствие частично в базальтах роговой обманки и других гидроксилсодержащих минералов, подтверждает высказанное предположение о характере исходных расплавов, как относительно “сухих”. Температурный режим магмы подтверждается и расчетами палеотемператур с помощью минералогических термометров (пироксеновый, плагиоклазовый и оливиновый).

Расчеты литостатического давления согласно пироксеновому геобарометру выявили, по сравнению с температурой, более существенное, поэтапное изменение $P_{\text{общ}}=11,3$ кбар, 9,3 кбар до 7,5 кбар. Четко прослеживается взаимосвязь температурного режима образования парагенетического ряда Pх-Pl-Ol.

Что касается дацитовых пород Самсарского хребта (табл. 3), особого внимания заслуживает существенное отличие химических констант лавовых покровов дацитов р.Куры и андезита вулкана Хертвиси, возраст которых определен в пределах 8-7 млн.лет, от валовых показателей соответствующих констант более молодых пород отмеченного региона. Естественно и температуры образования пород отличаются, что отражено и в парагенетическом аспекте, - если для дацитов р.Куры это $S_{\text{rx}}+O_{\text{rx}}+Pl\pm Vi$, то для дацитов остальных участков парагенезис представлен гидроксилсодержащими минералами $Amf+Pl+Vi$. Соответственно, для менее водонасыщенного парагенезиса P-T - условия консолидации дацитов р.Куры находятся в пределах $T^{\circ}\text{C}=808\pm 50^{\circ}\text{C}$ при давлении паров воды равного 1,3кбар и общего литостатического давления, в среднем равного 6,8кбар, определенного по биотитовому геобарометру.

Собственно для молодых вулканитов (дацитов) Самсарского хребта наблюдается с возрастом постепенное падение температуры солидуса отмеченных пород (табл.3), причем диапазон консолидации колеблется в широких пределах, подчеркивая наличие отдельных разобщенных центров вулканизма (Шавнабада, Диди-Абули, Годореби, Тавкветили и др.). Аналогично базальтам давление паров воды не превышает $P_{\text{воды}}=1,8$ кбар, а общее литостатическое давление, определенное с помощью амфиболового геобарометра, находится в пределах $P_{\text{общ}}=10,4-11,3$ кбар, тогда как аналогичные расчеты по биотитам фиксируют снижение $P_{\text{общ}}$ в среднем до 7,5 кбар, свидетельствуя о том, что один из темноцветных минералов парагенезиса позволяет определять конечные P-T-условия формирования изученных дацитов.

Наглядную картину происходящих процессов дифференциации вулканогенных пород изученного региона можно констатировать с помощью диаграммы Де-ля-Роша (Рис. 1), на которой весьма четко фиксируются среднестатистические кривые калиевости в пределах 18,8%, 22,7% и 25,6%, характерные соответственно для пород Храмского, Куринского и Машаверского потоков. Фигуративные точки данных пород располагаются компактно и в узком диапазоне состава от базальтов до гавайитов, свидетельствуя об однородной природе исходной магмы отмеченных вулканитов и незначительной степени их дифференцированности.

В противоположность сказанному, состав пород Ахалкалакской свиты, выявляя широкий диапазон дифференцированности от базальтов до андезитов, представлен более узким пределом колебания величины калиевости, концентрируясь вдоль среднестатистического показателя равного 22,7%.

На диаграмме Де-ля-Роша по химизму выделяются породы, рассматриваемые нами как лавы Цалкинского региона (с.Цалка, с.Карабулах, вулканы Аха, Чикиани, Иняк-даг), которые изменяются в широком диапазоне составов от андезибазальтов до дацитов, с высоким коэффициентом калиевости, равном 32%.

Наконец, необходимо отметить, что составы умеренно кислых четвертичных вулканитов Самсарского хребта, среднеплиоценовых дацитов вулкана Амиранисгора и позднемиоценовых пород Годердзской свиты группируются в полях риодацитов, дацитов и трахитов. При этом можно констатировать, что для молодых вулканитов характерен широкий диапазон изменения коэффициента калиевости в пределах 31-42,5% при среднеквадратичной величине в 35,2%, что сопоставимо с аналогичными показателями умереннокислых пород Годердзской свиты, вулкана Амиранисгора и лав Цалкинского региона.

Анализируя в целом расположение точек изученных пород на диаграмме Де-ля-Роша, можно прийти к выводу, что для мафических пород ахалкалакской свиты, Храмского, Куринского и Машаверского потоков в разрезах не наблюдается непрерывный ряд взаимопереходов

от базальтов к риолитам, свидетельствуя об отсутствии пространственной, временной и генетической связи кислых пород с базальтами и андезитами.

- - Храмские потоки
- + - Куринские потоки
- ⊥ - Машаверские потоки
- - Ахалкалакская свита
- - Цалкинские лавы
- S - Самсари
- Г - Годердзская свита, Амиранис гора

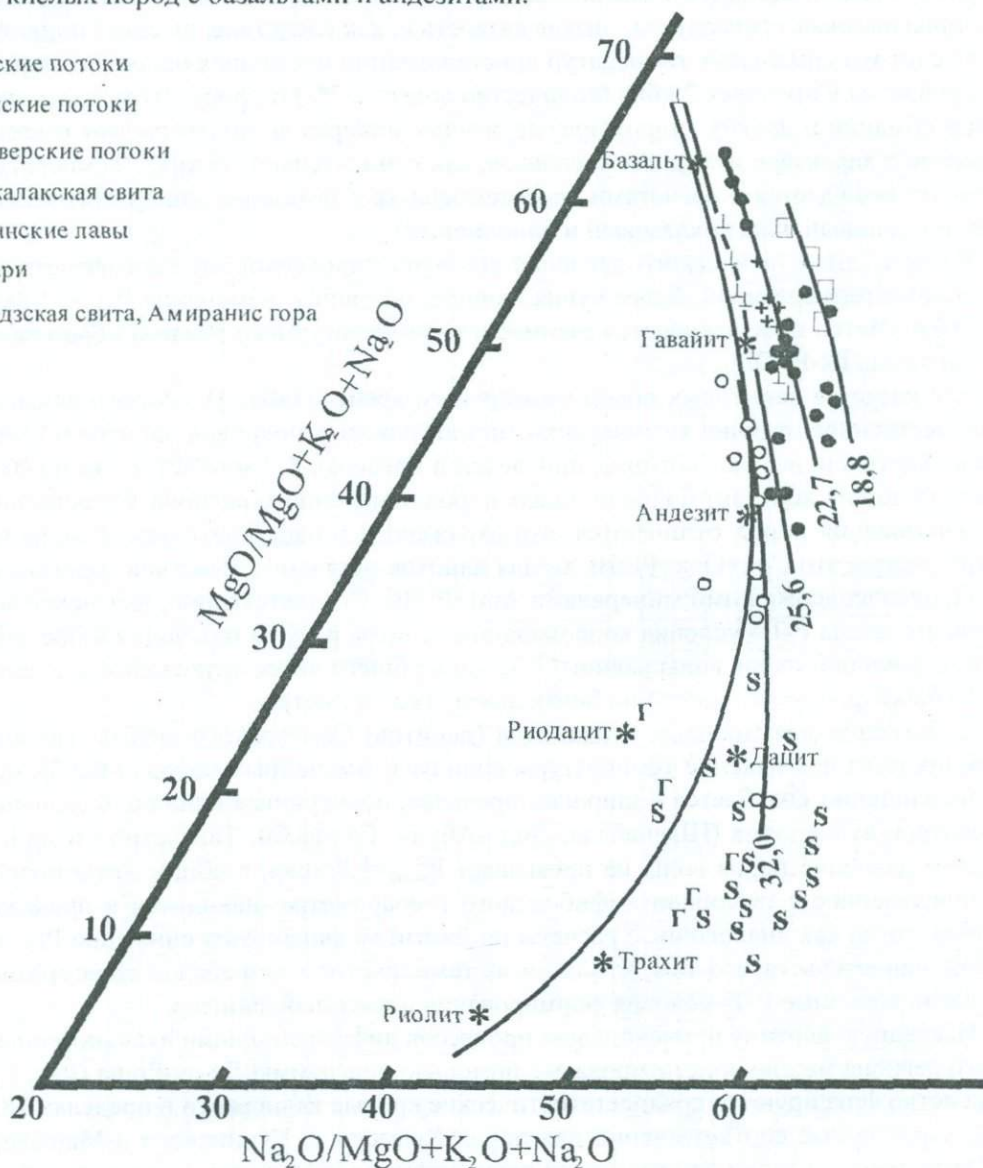


Рис.1 Диаграмма Де-ля-Роша

Относительно петрогенеза кислых вулканитов (дацитов и риолитов) можно высказать предположение, что они являются продуктами плавления исходного кислого субстрата коры на относительно небольших глубинах.

Определенную дополнительную информацию удастся получить при сопоставлении распределений статистических показателей основных петрологических коэффициентов ранжированных в хронологическом порядке (табл. 4 и 5).

С нашей точки зрения полученные данные дополняют основные выводы, сделанные на основе диаграммы Де-ля-Роша, причем необходимо констатировать то, что кислые (дацит-риолитовые) вулканиты, присутствуя, практически, на всех этапах вулканической активности, в изученном регионе представлены однородным материалом по всем петрохимическим параметрам, причем последние выявляют хорошую сходимость данных с аналогичными показателями характерными для вулканитов Годердзской свиты.

Отмеченный факт позволяет высказать предположение о наличии отдельной магмогенерирующей камеры, заложенной на относительно малой глубине, давшей в результате фракционного плавления исходного умеренно-кислого субстрата, породы андезит-риолитового состава.

Подтверждение о полярном типе вулканизма находим при сравнении основных петрохимических констант умеренно-кислых вулканитов с аналогичными по возрасту данными для основных по составу пород Ахалкалакской свиты (табл. 4 и 5).

Распределение статистических показателей петрологических коэффициентов основных вулканитов ранжированных в хронологическом порядке

Фазы вулканической активности		I фаза				II фаза				III фаза				IV фаза				V фаза			
Т млн.лет		3,75-3,55				3,30-3,05				2,65-2,45				2,15-1,95				1,75-1,55			
Основные коэффициенты		Mg/Σ	Na/Σ	Калиевоcть	Кзатв.	Mg/Σ	Na/Σ	Калиевоcть	Кзатв.	Mg/Σ	Na/Σ	Калиевоcть	Кзатв.	Mg/Σ	Na/Σ	Калиевоcть	Кзатв.	Mg/Σ	Na/Σ	Калиевоcть	Кзатв.
Юго-западная часть региона	Ахалкалакская свита	Апниа (шаровые лавы) T°C=1348																			
		Апниа																			
		вулк. Гюней, Таш-Кала, Сурп-Сар, Юж. Сурп-Сар																			
		Токи																			
		Дилиска																			
		Чунчха																			
	потоки	Храмские																			
		Куринские																			
		Машаверские																			
	Восточная часть региона	вулк. Аха																			
Цалкинские лавы																					
вулк. Чикиани																					
Карабулах																					
вулк. Иняк-даг																					

Обращает на себя внимание тот факт, что в плиоценовых вулканитах первой и второй фазы извержения, присутствуют породы, образованные в результате процесса закалки, в которых зафиксирована максимальная температура T-1348°C формирования базальтов с высокими показателями магнезиального компонента, коэффициента калиевоcти и индекса затвердевания. Величина последнего согласно Х.Куно (1964) для большинства первичных магм составляет около 40%, постепенно уменьшаясь при кристаллизационном фракционировании.

Учитывая вышесказанное, можно сделать вывод, что при формировании материнского магматического очага, наряду с материалом нижней континентальной коры, принимали участие породы океанической коры калибазальтового типа. В целом, для базитов Ахалкалакской

свиты характерен мафитовый состав с относительно низким коэффициентом калиевости и средним по значению индексом кристаллизационного фракционирования.

Таблица 5

Распределение статистических показателей петрологических коэффициентов кислых вулканитов ранжированных в хронологическом порядке

Фазы вулканической активности	Т млн. лет	Основные Коэффициенты	Хертвиси	Годердзская свита	урочище Абчараули	вулкан Амиранисгора	вулкан Бусис-Цихе	хребет Пампуле	р. Чочиани	с. Мерения	вулкан Диди Абули	кальдера Самсари	вулкан Шавнабада	Гиалодациты Тавкветили и Годороби
IX фаза	0,03	Mg/Σ												19,2
		Na/Σ												53,2
		Калиевость												34,1
		Кзатв.												11,2
VIII фаза	0,24-0,16	Mg/Σ										16,1	19,0	
		Na/Σ										53,5	53,8	
		Калиевость										35,2	33,1	
		Кзатв.										11,8	11,5	
VII фаза	0,32-0,29	Mg/Σ									13,6			
		Na/Σ									53,8			
		Калиевость									37,8			
		Кзатв.									8,4			
VI фаза	0,76	Mg/Σ								17,3				
		Na/Σ								57,0				
		Калиевость								31,0				
		Кзатв.								10,0				
IV фаза	2,15-1,95	Mg/Σ							9,8					
		Na/Σ							54,6					
		Калиевость							39,5					
		Кзатв.							6,3					
III фаза	2,65-245	Mg/Σ					19,6	13,8						
		Na/Σ					52,7	57,7						
		Калиевость					34,4	33,1						
		Кзатв.					10,8	9						
II фаза	3,30-3,05	Mg/Σ			18,2	12,1								
		Na/Σ			50,8	51,3								
		Калиевость			37,9	41,7								
		Кзатв.			10,0	8,4								
0 фаза	7,5	Mg/Σ	25,7	17,1										
		Na/Σ	42,6	49,0										
		Калиевость	42,7	40,9										
		Кзатв.	17,7	9,4										

Необходимо отметить тот факт, что для изученной части региона все последующие фазы вулканической деятельности носят фрагментарный характер, а центр тяжести извержений смещается в восточную часть региона (Цалкинская провинция), причем там магматизм приближается к андезитовому, а продолжительность вулканической активности была ограничена двумя (III и IV) фазами. На этой стадии, по имеющимся в нашем распоряжении данным, активность базальтового и андезибазальтового вулканизма в изученном регионе затухает и возобновляется лишь в четвертичное время риолит-дацитовым магматизмом Самсарского хребта.

Представленный нами материал позволяет рассматривать процесс становления молодого вулканизма Джавахетского нагорья в аспекте теории диапиризма, для чего, в первом приближении, можно использовать предложенную П.М.Хреновым с соавторами (1989) концепцию для юго-восточной Сибири. Авторами проведено моделирование на ЭВМ механизма функционирования диапировой модели зарождения и транспортирования магм к земной поверхности, при определенных исходных геофизических и термодинамических параметрах.

Особый интерес представляют условия формирования магматических очагов с участием флюида, когда создаются условия плавления магматических пород на границе нижней сиалической коры и кровли мантии "астенолита" по П.М.Хренову, в результате чего происходит трансформация неделимого расплава субстрата на диапир с разделением фаз, характерным для складчатых областей, когда создаются условия плавления коровых субстратов и гранитных магм (рис. 2).

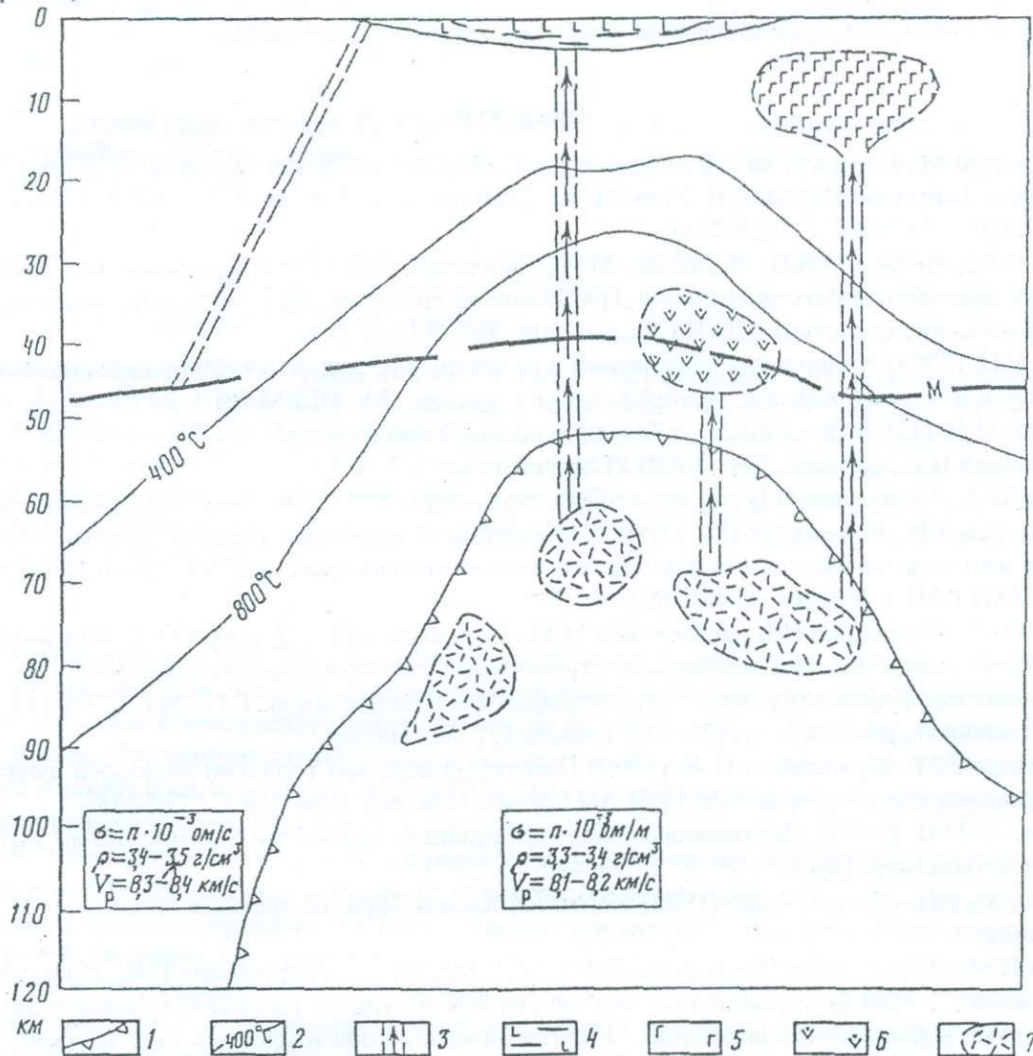


Рис. 2. Схема строения тунгусского синклиория по геофизическим данным (Хренов и др., 1989)

1 – ориентировочное положение верхней границы астеносферы; 2 – предполагаемое положение изотерм подошвы и кровли слоя повышенной электропроводности; 3 – магмоподводящие разломы; 4 – покровы и силлы в прогибе; 5 – периферические магматические очаги в коре; 6 – примежучточные магматические очаги; 7 – области сегрегации основных магм.

Если использовать описанную схему формирования вулканистов, то базиты первых двух возрастных фаз Джавахетского нагорья, учитывая однородность петрохимического состава, низкую степень кристаллизационного фракционирования и реперную температуру $T=1348^{\circ}\text{C}$ характерную для насыщенных флюидом перидотитов, предположительно сформировались в условиях единого неделимого расплава на границе нижней коры и океанического субстрата.

Последующие этапы вулканизма фиксируют смену механизма формирования пород на диапир с разделением фаз, что отражено в таблице 4 возникновением контаминированных, умеренно-кислых пород (андезибазальтов, андезитов и дацитов) Цалкинского региона, образован-

ных в интервале $T=800-1000^{\circ}\text{C}$, фиксирующих условия формирования андезитов сиалической коры. Существование на всем протяжении формирования пород Джавахетского нагорья контрастного кислого вулканизма не противоречит использованию концепции, подчеркивая существование в изученном регионе параллельного долгоживущего очага кислого магматизма.

Таким образом анализ петрохимических данных по молодым вулканитам Джавахетского нагорья позволил, в первую очередь, установить на основании минеральной термо-барометрии конкретные P-T условия формирования изученных пород.

Соответственно статистически обработанные характеристики пород ранжированные по возрастным фазам, полученных на основании новейших данных изотопного анализа, позволили, в определенной мере проследить схему последовательного изменения режима формирования в целом молодых вулканогенных пород Джавахетского нагорья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64763а).

Литература

- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. (1968) Новейшая гранитоидная вулcano-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования //ДАН СССР. Т.182. №5. С.1157-1160.
- Борсук А.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Чернышев И.В. (1989) Прецизионное K-Ar датирование неогеновых интрузивов Транскавказской поперечной зоны и возможные геодинамические следствия //ДАН СССР. Т.308. №5. С.1188-1191.
- Бубнов С.Н. (2003) Хронология извержений и источник расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. кандид. диссерт. М.: ИГЕМ РАН. 27 с.
- Добрецов Н.Л. (1980) Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука. 190 с.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. (1999) //Геотектоника. №2. С.17-35.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З., Аракелянц М.М., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т. (2003) Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: K-Ar –геохронологические и S-Nd –изотопные данные //ДАН РАН Т.393. №6. С. 802-808
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Дудаури О.З., Вашакидзе Г.Т. (2004) Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) //Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.12. №1. С. 96-115.
- Магматические горные породы.(1983) Т.1, часть 1, 2. М., Наука.
- Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И. (1999) Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. С. 220-228.
- Схиртладзе Н.И. (1958) Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Из-во АН Груз. ССР. Тбилиси. 368с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 379 с.
- Хренов П.М., Абрамович Г.Я., Барышев А.С., Калинин А.С., Митрофанов Г.Л., Никулин В.И., Таскин. (1989) Внутриплитный магматизм как результат развития линейных активных структур (глубинных разломов) //Кристаллическая кора в пространстве и времени магматизм. с.206-212.
- Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В. (1999) Геохронология изверженных четвертичных вулканов Казбекской области Большого Кавказа (данные K-Ar метода) //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.114. С. 81-91.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В. (2001) Этапы магматической активности Эльбрусского вулканического центра (Большой Кавказ): изотопно-геохронологические данные //ДАН РАН Т.380. №3. С.384-389.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н., и др. (2002) Изотопная геохронология извержений четвертичных вулканов Большого Кавказа //Геохимия. № 11. С. 1151-1166

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕЙ ЮРЫ ЗААЛАЗАНСКОЙ КАХЕТИ (НА ПРИМЕРЕ УЩ. Р.СТОРИ)

А.З.Акимидзе, К.Г.Акимидзе

Геолого-геохимическая характеристика сланцевых отложений нижней юры заалазанской кахети (на примере ущ. р.Стори). А.З.Акимидзе, К.Г.Акимидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. (geolog@gw.acnet.ge); Тбилисский государственный университет, пр.И.Чавчавадзе, 1, 0128, Тбилиси. (karloakimidze@posta.ge).

На фоне современных представлений в настоящей статье приводится геолого-геохимическая характеристика толщ нижней юры ущ. р.Стори Заалазанской Кахети и поставлен вопрос о перспективности сторской свиты на золото.

ალაზანგალმა კახეთის ქვედა იურული წყებების ფიქლების გეოლოგიურ-გეოქიმიური დახასიათება (სტორის ხეობის მაგალითზე). ააკიმიდე, კაკიმიდე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

წარმოდგენილ სტატიაში თანამედროვე შეხედულებების ფონზე მოცემულია ალაზანგალმა კახეთის ქვედა იურული წყებების გეოლოგიურ-გეოქიმიური დახასიათება სტორის ხეობის მაგალითზე და დასმულია სტორის წყების პერსპექტიულობის საკითხი ოქროზე.

Geological-Geochemical Characteristics of Lower Jurassic Shaly Sediments of Transalazani Kakheti (by the Example of the Stori River Gorge). A.Akimidze, K.Akimidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia; Tbilisi state University. I.Chavchavadze av. 1, 0128 Tbilisi (karloakimidze@posta.ge).

The paper presents, in th light of the modern conception, the geological-geochemical characteristics of the Lower Jurassic sequences in the gorge of the Stori river (Transalazani Kakheti) and considers the problem of gold prospects of the Stori suite.

В шестидесятых годах 20-го столетия, в пределах восточной части песчано-сланцевой зоны нижней-средней юры южного склона Большого Кавказа, на территории Азербайджана были выявлены крупные колчеданно-полиметаллические месторождения (Филизчай, Кацдаг, Катех). Это послужило основанием для переоценки перспектив глинисто-песчанистых сланцевых толщ Большого Кавказа и определения значительных объемов геолого-поисковых и научно-исследовательских работ в зоне их развития.

В результате геолого-поисковых и разведочных работ геологами Грузии и Азербайджана был выявлен ряд новых, перспективных объектов (Вашлованское, Сагатор, Тен-рос и др.). Собранный и проанализированный в Геологическом институте Грузии новый литолого-палеонтологический материал во многом уточнил представление о структурно-стратиграфическом строении региона (Адамия, 1968; Топчишвили, 2006 и др.). В КИМСе были разработаны геолого-генетические модели эталонных месторождений и установлены основные прогнозно-поисковые критерии и признаки для колчеданно-полиметаллических месторождений, а также эпигенетической минерализации (Буадзе, Бенидзе и др., 1979).

К настоящему времени, в пределах Кахетинско-Белоканского региона в зоне развития сланцевых отложений нижней-средней юры достаточно уверенно устанавливаются три стратиграфических уровня стратиформного и унаследованно-стратиформного медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения, с комбинацией с ним эпигенетической минерализации и наличием крупных эталонных месторождений: синемюрский – Кацдагское месторождение, плинсбахский – Филизчайское месторождение и поздний аален – Катехское месторождение. Одновременно в этом регионе четко устанавливается приуроченность вулканизма к выделенным рудовмещающим стратиграфическим уровням.

Самые ранние проявления вулканизма в Заалазанской Кахети приурочены к грубообломочному, слабометаморфизованному комплексу отложений синемюрского возраста, именуемого М.Топчишвили (1971) сторской свитой.

В пределах Заалазанской Кахети свита в виде отдельных, разобщенных выходов устанавливается в басс. рр. Стори, Дидхеви, Лопота, Мазытчай, на хребте Спероза, г.Сакорне, а также на хр. Кацдаг (Азербайджан).

О возрасте и структурном плане этих образований, начиная с 30-х годов прошлого столетия, среди исследователей существует разногласие. На начальном этапе изучения их считали палеозойскими образованиями (Варданияц, 1932; Вассоевич, 1932; Крестников, Робинсон, 1955). В настоящее время с накоплением фаунистических данных наиболее распространено мнение о принадлежности этих толщ к нижнелейасовым образованиям (Адамия, 1968; Топчишвили и др., 2006). По мнению Т.Гиоргобиани и Д.Закарая (Гиоргобиани, 2003), которые по данным детального изучения контактовых взаимоотношений фаунистически не датированных грубообломочных и метаморфизованных толщ свиты и расположенных над ними, фаунистически охарактеризованных синемюрских глинистых сланцев, пришли к выводу, что нижние, метаморфизованные части сторской свиты являются среднепалеозойско-триасовыми, слагающие герцинский фундамент региона. Фундамент, в периоды усиления раннеальпийской фазы складчатости, разрушался на отдельные блоки, а в результате более поздних тангенциальных сжатий, отдельные блоки в виде протрузии были выжаты в нижнелейасовые глинистые сланцы. Такого же генезиса, по этим авторам, и другие метаморфизованные выходы Заалазанской Кахети.

Сторская свита в нижней части сложена грубообломочными образованиями (конгломераты, гравелиты, песчаники), которые вверх по разрезу постепенно переходят в псаммито-алевритистые и алевритисто-пелитовые отложения, с наличием отдельных, маломощных слоев гравелитов и внутриформационных мелкогалечных, слабоокатанных конгломератов. Обломочный материал, слагающий толщу – кварц, кварц-аркозовый, цемент-пелитовый; в верхней части разреза – пелит-карбонатный. Гальки конгломератов – песчаники и сланцы глинистые, превращенные в кварц-хлоритовые метаморфиты.

С переходом мелководных осадков в более глубоководные в разрезе сторской свиты появляются вулканы риолит-дацитового и далее дацит-андезитового состава. Наряду с покровами как массивного, так и подушечного строения, фиксируются и их кластолиты – туфобрекчии и мелко-тонкообломочные туфы.

Вулканогенно-осадочный комплекс слагает веерообразную опрокинутую на юг антиклинальную структуру, осложненную складками более высокого порядка с двумя северными и южными выходами. Северный выход, по сравнению с южным, занимает небольшую площадь и изменен гораздо слабее, чем южный. Южный выход шириной более 4 км, отличается наличием многочисленных разрывных нарушений, зон дробления-перемятия с секущими дайками диабазов и альбитофигов. Основная часть даек будинирована или полностью раздроблена, и вместе с вмещающими осадочно-вулканогенными образованиями метаморфизованна. Метаморфическое преобразование свиты носит гидротермальный характер (следы регионального и контактового метаморфизма почти полностью затушеваны динамотермальным метаморфизмом). Степень метаморфического преобразования увеличивается с увеличением зернистости материнских пород, а также степени их дробления-перемятия.

В сторской свите выделяются относительно слабо и интенсивно гидротермально преобразованные участки. Сильно метаморфизованные породы, не сохраняя первичную природу, представлены альбит-кварц-серицитовыми, эпидот-хлорит-альбитовыми кварц-эпидот-хлорит-альбитовыми сланцами с пиритом и редко с пирротинном. Они приурочены исключительно к зонам интенсивного дробления, занимают их центральные части и особенно широко развиты в пределах осевой части пликвативной структуры.

Относительно слабоизмененные породы занимают периферические части зон дробления или приурочены к зонам интенсивного скольжения-рассланцевания и тяготеют к крыльям антиклинали. Эти породы частично или полностью сохраняют первичную структуру и именуется окварцованными и хлоритизированными гравелитовыми, песчанистыми, алевролитовыми или глинистыми сланцами. Эффузивно-пирокластические тела и будинированные дайковые породы в пачке также сохраняют реликтовые первичные структуры и подвергнуты амфиболизации, хлоритизации, альбитизации и окварцеванию.

Охарактеризованные измененные породы секутся более поздними кварцевыми, кварц-карбонатными и карбонатными жилами и жильными зонами с вкрапленностью пирита, редко халькопирита, свинца и цинка.

В самой верхней части толщи, в ущ. р.Стори, между северными и южными выходами грубообломочных отложений (у Торгвайского моста) в толще слабоизмененных аспидовидных глинистых сланцев с тонкими полосками алевролитов, отдельными слоями песчаников и линзами известняков, имеются находки верхнесинемюрской аммонитовой фауны (Топчишвили, 1966). На этом основании сторская свита датируется как синемюрская, но не исключается, что ее нижние горизонты могут быть и более ранними.

Выше сторской свиты совершенно согласно залегает толща монотонных глинистых сланцев с редкими алевритистыми прослойками и редкими единичными слоями песчаников. В верхней части толщи фиксируются и покровы субщелочных базальтовых лав. Толща сечется дайками диабазов.

Эта толща в пределах сланцевой серии нижней юры южного склона Большого Кавказа широко представлена как по всей Заазаганской Кахети, так и за ее пределами. Толща фаунистически датирована плинсбахом и именуется циклаурской свитой (Топчишвили, 1996). Глинистые сланцы толщи в басс. р.Стори – темно-серого до черного цвета. По гранулометрическому составу выделяются чистые пелитовые сланцы, алевропелитовые и алевритистые. Последние слагают светло-серые полосы, мощностью 0,3-2,0 см и состоят из терригенных зерен кварца, чешуек серицита, пластинок альбита. Цемент- пелитовый. Чистые пелитовые глинистые сланцы содержат редкий аутигенный кварц, сингенетичный пирит и аксессуарные апатит, циркон. Пелитовая часть в них превышает 80% объема породы и в шлифе представлена в виде тонкоагрегатной непрозрачной массы, участковыми скоплениями хлорита, гидрослюда и органическо-пелитового вещества. В толще монотонных глинистых сланцев, особенно в ее верхней части, наряду с вкрапленниками, широким развитием пользуются конкреции и пропластки пирита. На контакте с дайками диабазов глинистые сланцы превращены в светло-серые пятнистые альбит-хлоритовые спилозиты мощн. 3-5 см.

Среди нижнеюрских сланцевых отложений наиболее широким распространением пользуются вулканиды плинсбахского возраста. Они в виде отдельных выходов, описаны по всей полосе распространения сланцевой серии Южного склона Большого Кавказа, начиная от верховьев р.Бзыби, в Горной Раче, Хевсурети (Беридзе, 1983) и далее на восток – в Кахетинско-Белоканском регионе. Образуют покровы, силлы и дайковые тела, сложенные подушечными лавами, лавобрекчиями, туфолавами и диабазами массивного строения. Комплекс вулканогенных пород относится к ряду субщелочных базальтов (Akimidze, 2005).

В ущ. р.Стори обнажаются два выхода вулканидов мощн. 52- и 28 м. Они по простиранию (как по правому, так и по левому борту реки) прослеживаются более чем на 2 км. Вдоль автомобильной дороги вулканические тела расположены в мощной тектонической зоне. Как покровы, так и вмещающие глинистые сланцы подвергнуты дроблению-перемятию и дальнейшему гидротермальному изменению.

В толще глинистых сланцев даек диабазов меньше, чем в сторской свите. Вулканические тела и тут в основном будинированные. Встречаются как порфиоровые, так и скрытокристаллические разности.

Разрез нижнеюрских образований в Заазаганской Кахети завершается фаунистически охарактеризованной, регрессивной тоарской толщей, которая в регионе представлена двумя гранулометрически достаточно отличимыми осадочными фациями, именуемыми панкисской (Топчишвили, 1996) и дуруджинской (Чихрадзе, 1976) свитами.

Первая свита представлена в междуречье Алазани-Челти и Шорохеви-Мацимисхеви. Свиту слагает чередование темно-серых и светлосерых пелитовых и алевропелитовых сланцев, отдельными слоями мелко-среднезернистых песчаников, мощностью слоев 0,5-1,5 м.

Вторая – песчанистая дуруджинская свита непрерывно прослеживается в междуречье Челти-Шорохеви. В ней песчаники резко преобладают над чередующимися с ними слоями алевропелитового состава. Мощность слоев песчаников в толще нередко превышает 5 м и в отдельных случаях даже 10 м.

Гранулометрическая смена материала тоарских образований по простиранию постепенное. Так на меридиане р.Челти алевропелитовые толщи панкисской свиты с появлением в них единичных слоев песчаников на востоке постепенно переходят в песчанистую толщу, а на меридиане р.Шорохеви также постепенно по простиранию переходит в алевропелитовую. Общая мощность тоарских образований в регионе измеряется 600-800 м.

В басс. р.Стори тоарские образования слагают как южное, так и северное крыло Сперозинско-Сторской антиклинали. Они представлены алевропелитовыми сланцами с редкими слоями песчаников. Алевропелитовые сланцы характеризуются чередованием полосчатой и массивной текстуры интервалов. Полосчатые текстуры слагаются чередованием алевролитистых и пелитовых слоев мощн. 2-4 см, а массивные текстуры образуют пелитовые сланцы без примеси окатанного материала. На общем темно-сером фоне алевропелитовых сланцев выделяются более плотные, светло-серые аркозивные песчаники с пелитовым и пелит-карбонатным цементом.

Панкисская свита характеризуется наличием единичных секущих диабазовых тел, в том числе в басс. р.Стори, тогда как дуруджская свита стерильна от магматических проявлений.

С целью определения содержаний химических элементов проводились геохимические исследования в толщах, слагающих ущ. р.Стори (левый приток р.Алазани). Определены средние содержания (\bar{X}) и кларк концентрации (K_k) по Вернадскому (табл. 1). Здесь не приводятся результаты геохимического изучения плинсбахских глинистых сланцев, вмещающих Физичайское месторождение (А.Акимидзе, 1974).

Таблица 1

Содержание микроэлементов в свитах ущ. р.Стори

Элементы	Кларк земной коры по Виноградову. 1962	Сторская свита (J_{1s})				Циклаурская свита (J_{1p})		Панкисская свита (J_{1t})		Глинистые сланцы вмещающие Физичайское месторождение (J_{1p}) (37 проб)	
		Слабоизмененные породы (31 проб)		Интенсивно измененные вулканогенно-осадочные породы с вкраплениями сульфидов (26 проб)		Полосчатые глинистые сланцы (24 проб)		Песчаники и глинистые сланцы			
		\bar{X}	K_k	\bar{X}	K_k	\bar{X}	K_k	\bar{X}	K_k		
Cu	0,0057	0,01	1,7	0,018	3,0	0,0025	1,7	0,0057	1,0	0,07	1,22
Zn	0,008	0,0098	1,0	0,03	3,7	0,017	1,7	0,009	1,2	0,01	1,25
Sb	0,002	0,002	1,0	0,01	5,0	0,002	1,0	0,0026	1,3	0,0047	2,35
Co	0,002	0,0027	1,3	0,008	4,0	0,0022	1,0	0,002	1,0	0,0023	1,15
Mo	0,0002	0,00015	0,7	0,002	10,0	0,0001	1,0	0,00007	0,3	0,0001	0,5
Ag	0,00001	0,00001	1,0	0,00015	15,0	-	-	-	-	0,0000016	0,2
Ni	0,0095	0,0058	0,6	0,0058	1,0	0,0025	0,5	0,0042	0,4	0,0035	0,36
Mn	0,067	0,08	1,2	0,07	0,8	0,095	1,4	0,081	1,2	0,075	1,11
Sn	0,004	0,0004	0,4	0,008	2,0	-	-	-	-	0,0007	0,7
Ti	0,45	0,2	0,44	0,3	0,6	0,46	1,0	0,5	1,0	0,4	0,8
Y	0,003	0,005	1,6	0,008	1,6	-	-	-	-	-	-
Zr	0,02	0,016	0,8	0,016	0,8	-	-	-	-	0,01	0,5
Ga	0,003	0,001	0,3	0,001	0,3	0,0015	0,5	0,003	1,0	-	-
Sr	0,045	-	-	-	-	0,002	0,04	-	-	0,0039	0,08
B	0,01	-	-	-	-	0,0056	0,5	0,0072	0,7	-	-
V	0,013	0,008	0,6	0,012	0,09	0,026	2,0	0,028	2,0	0,015	1,15

Анализ полученных результатов показывает, что по интенсивности концентрации химических элементов-индикаторов (Cu, Zn, Pb, Co, Mo, Ag), характерных для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, четко выделяются интенсивно гидротермально измененные породы сторской свиты, которые наиболее перспективны (см. табл.1). Слабоизмененные образования характеризуются близкларковыми содержаниями элементов, тогда как кларк концентрации рудных элементов интенсивно измененных пород повышен в 5-15 раз.

Остальные свиты разреза, как и свиты, вмещающие Фелизчайское месторождение, характеризуются низкими кларками концентрации элементов.

Таким образом, в ущ. р.Стори на обнаружение сульфидных месторождений наиболее перспективны гидротермально измененные породы сторской свиты.

Из интенсивно измененных пород сторской свиты нами взято 8 штучных проб с целью определения в них содержания Au. Две пробы взяты из гидротермально измененных пород, где сульфиды представлены тонкими прожилками и кристаллами пирита; три пробы – из одной кварцевой жилы мощн. 0,4 м, содержащие светло-коричневого цвета достаточно крупные вкрапленники пирита; две пробы – из кварц-пирротиновой и два из кварц-карбонатно-пирротиновой жилы. Лабораторные анализы (как первичные, так и контрольные) показали весьма высокие содержания Au (табл. 2). На сегодняшний день нет достаточного геологического материала для оценки генетических факторов образования золота, однако даже имеющиеся результаты, безусловно представляют практический интерес и поэтому целесообразно всестороннее изучение сторской свиты.

Таблица 2

Содержание золота в измененных породах сторской свиты

№ обр.	Наименования пород	Анализы	
		первичный*	повторный (контроль)**
		Au гр/т	Au гр/т
1	Кварц-серицитовые породы с пиритом	10,5	13,35
2		3,4	3,57
3	Кварц с сульфидами	1,35	1,23
3 ^а		1,65	1,28
3 ^б		1,30	0,9
4	Пирит-пиротиновая жила	0,25	1,68
4 ^а		0,45	1,42
5	Кварц-карб.-пиритовая жила	0,3	1,20

* - Институт геологии

** - Химическая лаборатория акционерного общества “Маднеули”

Литература

- Адамия Ш.А. (1968) Доюрские образования Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 16. Тбилиси: Мецниереба.. 293 с.
- Акимидзе А.З. (1974) К вопросу о распределении некоторых микроэлементов в отложениях лейаса Горной Кахети (Грузинская ССР) //Тез. республ. конфер.: Геохимия нефтегазоносных областей Азербайджана. Баку. С.84-85.
- Беридзе М.А. (1983) Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез //Тр. ГИН АН ГССР. Нов.сер. Вып.80. С.182.
- Буадзе В.И., Бенидзе Г.М. и др. (1979) Условия формирования медно-пирротиново-полиметаллических рудопроявлений Горной Кахети в свете геолого-минералогических исследований и изучения изотопного состава серы сульфидов //Матер. по полезным ископ. Кавказа. Тбилиси: Ганатлеба. С.5-54.
- Гиоргобиани Т.В. (2003) К вопросу о происхождении горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа //ДРАН. Т.382. №3. С.363-368.
- Варданыц Л.А. (1932) Очерки геологии ущелья р.Дидхеви в Кахети //Изв. ВГРО. Т.11. Вып. 98. С.1-12.
- Вассоевич Н.Б. (1932) Геологическое исследование в районе Сабуйского месторождения кровельных сланцев (левобережье Алазани, Кахети) //Тр. НГРИ. Сер. А. Вып. 20. С32 с.
- Крестников В.Н., Робинсон В.Н. (1955) К вопросу о палеозое Северной Кахети //ДАН СССР. Т.105. №5. С.1076-1079.
- Топчишвили М.В. (1971) К стратиграфии сторской свиты //Сообщ. АН ГССР. Т.63. №1. С.109-111.

ТИПОМОРФИЗМ МИНЕРАЛОВ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ И БАРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАЙСИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В РУДОСЛАГАЮЩИХ МИНЕРАЛАХ

И.Д.Долидзе, З.В.Отхмезури

Типоморфизм минералов свинцово-цинковых и баритовых месторождений Квайсинского рудного поля на основе исследования флюидных включений в рудослагающих минералах. И.Д.Долидзе, З.В.Отхмезури. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Изучены типоморфные особенности рудослагающих минералов месторождений Квайсинского рудного поля в свете исследования флюидных включений. Установлены температуры формирования продуктивной минерализации. Сопоставляя данные гомогенизации и декрепитации, можно считать, что становление руд происходило в средне- и низкотемпературных условиях (320-200°C). Исследования химического состава газовой-жидких включений в рудослагающих минералах методом тройных водных вытяжек показали, что химический состав рудообразующих флюидов последовательно менялся в различных типах оруденения: в свинцово-цинковых они имели кальций-гидрокарбонатно-сульфатный, в свинцово-цинковых с баритом – кальций-гидрокарбонатно-хлоридный, а в баритовых – кальций-сульфатно-хлоридный характер.

კვაისის მადნეული ველის ტყვია-თუთიის და ბარიტის საბადოების მინერალთა ტიპომორფიზმი მადანშემცველ მინერალებში ფლუიდური ჩანართების კვლევის საფუძველზე. ი.დ.დოლიძე, ზ.ოთხმეზური. საქართველოს განათლების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის, 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

შესწავლილია კვაისის მადნეული ველის მადანშემცველი მინერალების ტიპომორფული თავისებურებები მინერალებში ფლუიდური ჩანართების კვლევის საფუძველზე. დადგენილია პროდუქტიული მინერალიზაციის ტემპერატურა და ჰომოგენიზაციის და დეკრეპიტაციის მონაცემების შედარების საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ მადნების ფორმირება ხდებოდა საშუალო და დაბალტემპერატურულ (320-200°C) პირობებში. მადანმაშენ მინერალებში ჩანართების ქიმიური შედგენილობის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მადანწარმოქმნილი ფლუიდების შემადგენლობა თანამიმდევრულად იცვლებოდა გამადნების სხვადასხვა ტიპებისათვის. ტყვია-თუთიის მადნებისათვის მათ ჰქონდათ კალციუმ-ჰიდროკარბონატულ-სულფატური, ბარიტის შემცველი ტყვია-თუთიის მადნებისათვის – კალციუმ-ჰიდროკარბონატულ-ქლორიდული, ხოლო ბარიტული ტიპის მადნებისათვის – კალციუმ-სულფატურ-ქლორიდული ხასიათი.

Typomorphism of Minerals of Lead-Zinc and Barite Deposits of the Kvaisa Ore-field on the Basis of the Study of Fluid Inclusions in Ore-forming Minerals. I.Dolidze, Z.Otkhmezuri. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, 0193 Tbilisi, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

Here are studied typomorphic peculiarities of ore-forming minerals of the Kvaisa ore-field from the standpoint of fluid inclusions. Temperatures of the productive mineralization formation have been defined. Comparing homogenization and decrepitation data can be considered that ore formation took place in medium- and low-temperature conditions (320-200°C). Researches of the chemical contents of gas-fluid inclusions in ore-constituting minerals by triplicate water extraction technique indicated that the chemical composition of ore-forming fluids successively changed for different types of mineralization: in lead-zinc ores they were of calcium-hydrocarbonate-sulfate character, in lead-zinc ores with barites – of calcium-hydrocarbonate-chloride, and for the barite type ores they were of calcium-sulfate-chloride character.

Свинцово-цинковые и баритовые месторождения Квайсинского рудного поля приурочены к Рачинской подзоне погружения Гагрско-Джавской зоны складчатой системы Большого Кавказа (Гамкрелидзе, 2000).

Месторождения, слагающие рудное поле, локализованы в силикатных и карбонатных породах средней и верхней юры, и их геологическая позиция определяется приуроченностью к взаимопараллельным субширотным разрывным нарушениям общекавказского простирания. Ведущей, промышленно важной является свинцово-цинковая формация колломорфных руд, образующая месторождения и рудопоявления.

Минеральный состав кварцевых руд не характеризуется большим разнообразием. Главные рудослагающие минералы представлены сфалеритом, галенитом, кальцитом, второстепенные – дисульфидами железа, баритом, халцедоном.

Сфалерит на месторождении является основным промышленным минералом. Он в основном клейофанового типа, причем светло-коричневого, светло-бурого, желтого цвета в силикатных породах до белого и бесцветного в известняках. Типоморфной особенностью кварцевых сфалеритов является их колломорфные текстуры.

Второй по практическому значению минерал галенит образует вкрапления в карбонатных жилах и прожилках, а также вкрапления и гнезда во вмещающих породах.

Анализ парагенетических соотношений рудных и нерудных минералов, структурно-текстурные особенности руд указывают на одностадийность продуктивной свинцово-цинковой минерализации (Иваницкий, 1963; Отхмезури, 1984).

Минералообразование в свинцово-цинковой стадии происходило с близкоодновременным выпадением рудослагающих минералов. Судя по возрастным взаимоотношениям рудных и жильных минералов, основной продуктивной стадии, возможно, предшествовала безрудная стадия, в которой последовательно отлагались ранний кристаллический кварц, пирит, халькопирит, карбонат и, по всей вероятности, арсенопирит и бравоит. Продуктивная, свинцово-цинковая стадия минерализации характеризуется обильным выделением галенита и сфалерита с сопровождающимися редкими минералами.

Типоморфизм включений минералообразующей среды подразумевает использование данных изучения газовой-жидких и расплавленных включений, захваченных минералом в процессе их роста и представляющих собой реликты минералообразующей среды, методами гомогенизации, декрепитации и микрохимического анализа. Включения обладают специфическими свойствами, позволяющими реконструировать температуру, давление и агрегатное состояние минерального сообщества в процессе их становления.

Как известно, включения по составу и фазовому состоянию заполнения вакуолей уже сами по себе являются показателем генезиса минералов, т.е. затвердевшие, газовые, водные двух- и многофазовые включения, соответственно, указывают на магматическое, пневматолитовое и гидротермальное происхождение; двухфазовые с маленьким газовым пузырьком и однофазовые жидкие – на происхождение этих минералов из тепловодных и холодных растворов, а трех- и многофазовые – на высококонцентрированный состав материнских гидротерм.

Форма и микрорельеф стенок вакуолей отражают черты внешнего облика включающего их кристалла-хозяина; например, высокотемпературные кварцы характеризуются развитием вакуолей дипирамидальной формы без призмы, а в гидротермальном кварце негативные кристаллы имеют тригональный и гексагональный облик с гранями призмы. Так, даже в неограниченных массивных кварцах под микроскопом можно установить признаки свойственной им первичной кристалломорфологии.

Особенности первичных, вторичных и мнимовторичных включений позволяют судить о механизме кристаллизации и условиях перекристаллизации минералов. По их расположению выявляется слоистый (ступенчатый) или многоглавый рост кристаллов, условия временного голодания растворов и мнимовторичные включения в сотовых кварцах, свидетельствующие о трансформации (α - β переход) структуры минерала и на резкий спад температуры и давления в быстро открывающихся трещинах. Признаки взрыва газовой-жидких включений в природных условиях указывает на резкий подъем температуры после завершения минералообразования, а это можно расшифровать как воздействие более поздних интрузий. Присутствие былого газового пузырька во включениях свидетельствует о низкой плотности и малых давлениях растворов, образовавших минерал.

Кратко о методике: в настоящее время широко распространены два метода определения температуры среды минералообразования: гомогенизации и декрепитации (растрескивания). Метод гомогенизации более точен, однако его применение ограничено степенью прозрачности минерала и размером включений. Метод декрепитации наиболее экспрессный, дающий статистические результаты и позволяющий использовать не только прозрачные, но и полупрозрачные и непрозрачные минералы.

Температура гомогенизации и декрепитации определяет нижний температурный предел образования минерала. Согласно исследованиям ряда авторов, температура гомогенизации и

декрепитации находится в зависимости от величины давления и концентрации минералообразующих растворов.

Химический состав газовой-жидких включений определяется микроанализом водных вытяжек растворов включений. Он основан на извлечении воднорастворимой части включений из порошка тонкорастертых минералов. Этот метод позволяет анализировать любые минералы с любыми размерами включений.

Д.Н.Хитаров (1968) предложил готовить и анализировать вторую и третью вытяжки пробы, полагая, что во вторую вытяжку переходит то, что не было растворено первой, а третья вытяжка характеризует собственную растворимость минералов-примесей. В растворах включений определялись четыре катиона: K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и три аниона Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} .

Температура минералообразующих растворов. Для освещения рудообразовательного процесса свинцово-цинковых и баритовых месторождений и рудопоявлений Квайсинского рудного поля мы исследовали кварц, кальцит, барит, галенит, пирит. Ввиду того что в прозрачных минералах включения слишком малы (диаметр вакуолей порядка первых тысячных долей миллиметра), для определения минимально возможной температуры образования исследованных минералов (кальцит, барит, кварц, галенит, пирит) мы применили метод декрепитации. Составлены сводные декрепитограммы. По оси абсцисс нанесены температуры декрепитации газовой-жидких, включений, а на оси ординат количество растрескивания – импульсов (рис.1).

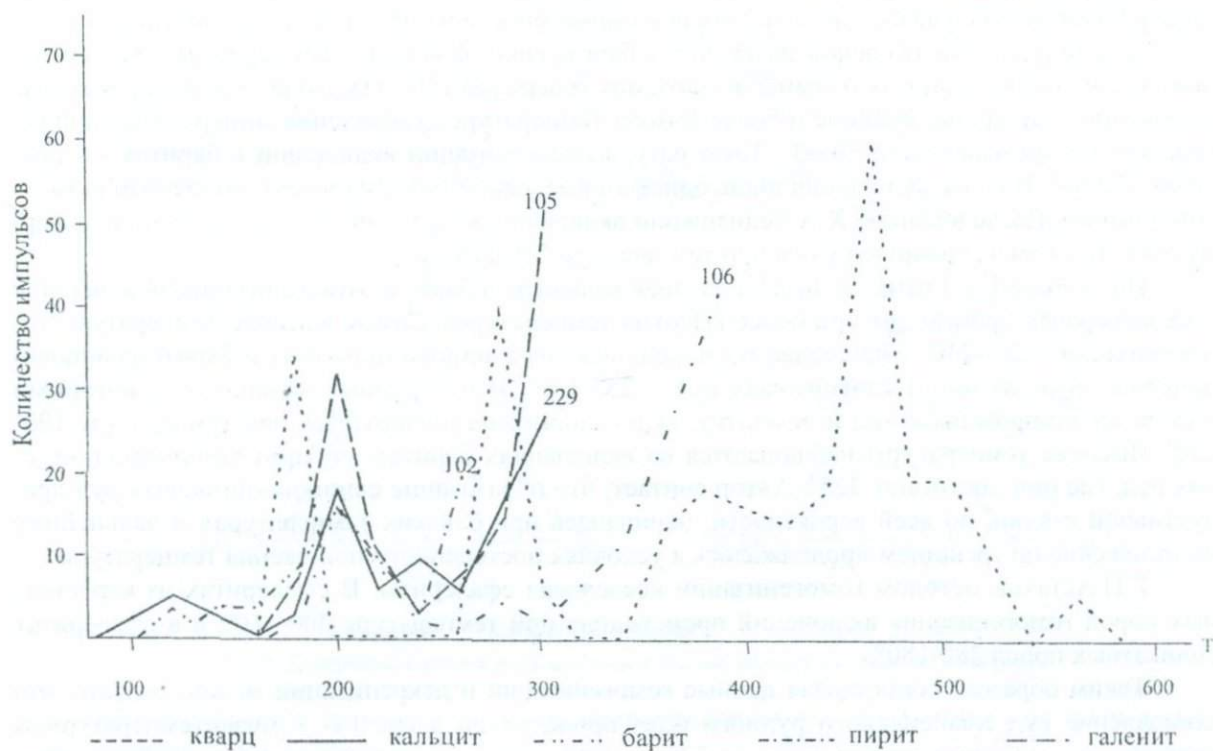


Рис. 1. Сводные декрепитограммы минералов Квайсинского рудного поля

Чувствительность прибора позволяет записывать импульсы в четырех- и пятизначном порядке. Резкий подъем кривой для каждого минерала зафиксирован на декрепитограмме цифрами (102, 105, 229, 106), которые соответствуют раскалыванию минерала по спайности, либо его окислению и разложению, т.е. аномальной декрепитации.

На декрепитограмме кварца наблюдаются несколько ярко выраженных пика: пик при 160-200° является основным этапом для образования кварца; следующие далее этапы при температурах 260-320° и 340-540°, вероятнее всего, представляют температуры взрыва мельчайших газовой-жидких включений, которые выдержали большой перегрев и сохранились невзорванными вследствие сопротивления стенок. Четвертый этап наиболее мощный, что, по нашему мнению, вполне закономерно, так как включения повсеместно мелкие, не превышающие тысячных долей миллиметра в диаметре. Маленький пик при 560° является температурой α - β трансформации кварца.

Анализ декрепитограммы кальцита показывает следующие закономерности: начало декрепитации отмечается с 80° . Далее наблюдаются ясно выраженный пик при 200° , с интервалом от 160 до 220° , который можно считать относительной температурой образования кальцита. Резкий подъем кривой с 260° обусловлен раскалыванием минерала по спайности (Richter, Ingerson, 1954).

Декрепитационный анализ барита выявляет два экстремума: при 120° , отображающий температуру декрепитации вторичных включений, и 200° при интервале температуры $120-240^{\circ}$, при которых, вероятно, происходило отложение барита. Начиная с 280° наблюдается интенсивное повышение кривой, вызванное аномальной декрепитацией, т.е. распадом минерала по спайности.

Начало декрепитации пирита отмечается с температуры 160° с экстремумом при температуре 200° . С 300° начинается резкое повышение кривой, которое соответствует температуре аномальной декрепитации. По данным методических исследований Г.В.Наумова (1968), по выявлению аномальной декрепитации для некоторых минералов для пирита с 400° начинается декрепитация, вызванная его окислением и разложением.

График декрепитации галенита сходен с графиком пирита; начало и экстремум совпадают, а резкое повышение кривой, отмеченное при 300° , вполне соответствует температуре аномальной декрепитации галенита, которая начинается с $280-320^{\circ}$ (Наумов, 1968).

Несмотря на микроскопические размеры газовой-жидких включений в жильных и рудных минералах Квайсинского рудного поля, Х.А.Тедиашвили (1979), Г.В.Гигиадзе (1983) и Г.Н.Астахову (1984) все же удалось исследовать некоторые минералы методом гомогенизации.

Х.А.Тедиашвили исследовала кальцит, барит, гипс, флюорит. Температура гомогенизации включений в кальцитах из наиболее поздних генераций 150° . Наблюдаются и однофазовые включения, свидетельствующие о более низкой температуре становления минерала данной генерации, не превышающей $50-60^{\circ}$. Температура гомогенизации включений в баритах - в пределах $110-80^{\circ}$. В гипсе включения лишь однофазовые, свидетельствующие о холодноводном их образовании. Исследованное Х.А.Тедиашвили включение во флюорите имеет негативную форму октаэдра, гомогенизирующуюся при температуре $115-116^{\circ}$.

По данным Г.В.Гигиадзе, исследовавшей кальциты и бариты, гомогенизация включений в этих минералах происходит при более высоких температурах. Самые высокие температуры гомогенизации - $265-230^{\circ}$ - наблюдаются в кальцитах из свинцово-цинковых и барито-свинцово-цинковых руд; из пирит-кальцитовых руд - $255-120^{\circ}$. В пострудных кальцитах, с которыми иногда ассоциированы кварц и ломонит, включения гомогенизируются при температуре $190-100^{\circ}$. Высокие температуры наблюдаются во включениях баритов из барит-поллиметаллических руд, где они достигают 325° . Автор считает, что образование свинцово-цинковых руд продуктивной стадии, по всей вероятности, начиналось при близких температурах и дальнейшее их отложение по трещинам продолжалось в условиях постепенного понижения температуры.

Г.Н.Астахов методом гомогенизации исследовал сфалериты. В сфалеритах из карбонатных пород гомогенизация включений происходила при температуре $300-160^{\circ}$, а в сфалеритах силикатных пород $280-180^{\circ}$.

Таким образом, сопоставляя данные гомогенизации и декрепитации можно считать, что становление руд Квайсинского рудного поля происходило в средне- и низкотемпературных условиях при падении температуры от 320 до 100° и ниже, а продуктивное рудообразование протекало в интервале $320-200^{\circ}$.

Химический состав минералообразующих растворов. Для ориентировочного представления о возможном составе рудообразующих растворов барито-свинцово-цинковых и баритовых месторождений Квайсинского рудного поля методом химического анализа тройных водных вытяжек, был определен химический состав растворов включений в наиболее распространенных минералах: карбонате, барите, галените, пирите и кварце. Определены анионы Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} и катионы K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Анализы водных вытяжек показали, что в составе растворов принимают участие все анализируемые компоненты.

Чтобы наглядно представить особенности химизма минералообразующих растворов, нами построены треугольные диаграммы анионного (с углами Cl^- - HCO_3^- - SO_4^{2-}) и катионного (с углами $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ - Ca^{2+} - Mg^{2+} и $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ - K^+ - Na^+) составов в экв.% для свинцово-цинковых (А), барито-свинцово-цинковых (Б) и барито-кальцитовых (В) фомаций для каждого в отдельности (рис.2, 3, 4).

Анализ данных диаграмм дает возможность кратко охарактеризовать каждую формацию в отдельности.

Свинцово-цинковая формация охарактеризована на основании анализа химического состава включений в кальцитах, пиритах, галенитах и баритах.

Из диаграммы анионного состава (рис.2 А) хорошо видно, что все фигуративные точки занимают нижнюю и среднюю часть треугольника, т.е. они разбросаны по всей площади треугольника от середины к низу, только один образец примыкает к вершине Cl^- на линии $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$. Количественное соотношение анионов в различных образцах меняется в широких пределах. Так, например, во включениях некоторых рудопоявлений содержание Cl^- иона колеблется от 0 до 25 экв.%. В некоторых образцах содержание данного иона немного выше до 33 экв.%; в одном образце его содержание доходит до 95 экв.%, что мы относим к ошибке анализа; нужно отметить, что в этом же образце отсутствует бикарбонат-ион, что не типично для кальцита.

Содержание бикарбонат-иона в растворах включений кольцитов варьирует в пределах 18-95 экв.%, лишь в четырех образцах бикарбонат-ион вообще отсутствует, тогда как вообще его содержание колеблется в пределах больших цифр.

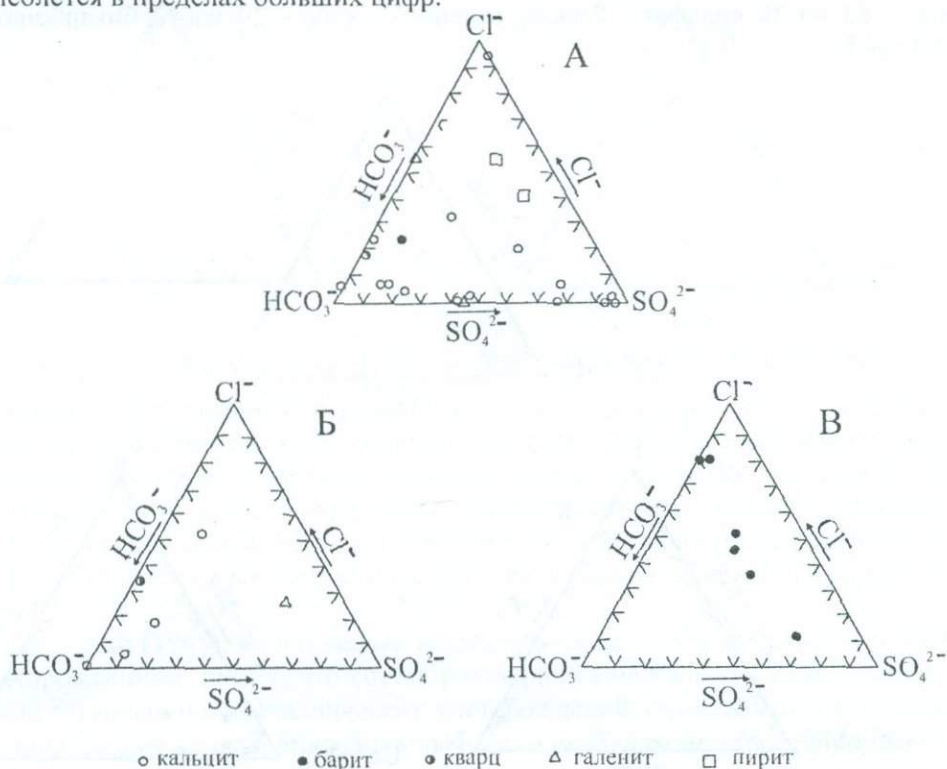


Рис.2. Диаграмма соотношения анионов в составе водных вытяжек из минералов

Что же касается сульфат-иона, то на месторождениях его содержание варьирует в широких пределах - от 0 до 96 экв.%.
 Во включениях барита содержание хлор-иона 22 экв.%, бикарбоната-иона - 67 экв.% и сульфат-иона - 11 экв.%.

В водной вытяжке из пирита содержание хлор-иона 41-56 экв.%, бикарбонат-иона - 14-16 экв.%, сульфат-иона 28-45 экв.%.

В растворах вытяжек из галенита содержание хлор-иона 58 экв.%, бикарбонат-иона - 54-58 экв.%, сульфат-иона 46 экв.%.

На диаграммах катионного состава включений наблюдается размещение всех фигуративных точек почти по всей площади треугольников (рис.3,4А), хотя нужно отметить, что большая часть точек примыкает либо к линии $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ (рис.4А), либо к вершине $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (см. рис.3А).

Во включениях наблюдается обогащение в основном кальций-ионом в пределах 59-85 экв.%, хотя в единичных случаях встречаются и в меньших количествах. Далее по количеству идут щелочные ионы, содержание которых варьирует примерно в одинаковых количествах. Несмотря на то, что магний-ион по количеству занимает последнее место (в пределах первых

десятков), сумма щелочно-земельных элементов в основном преобладает над суммой щелочных (в рудах повсеместно).

Таким образом, полученные результаты по химическому составу газовой-жидких включений в минералах месторождений свинцово-цинковой формации и анализ этих данных показывает, что растворы носили кальций-гидрокарбонатно-сульфатный характер.

Характер среды минералообразования нейтральный со значением pH от 7,6 до 8,6.

Барит-свинцово-цинковая формация охарактеризована на основании анализа химического состава кальцита, кварца и галенита.

Как видно из диаграммы анионных соотношений (рис.2Б), фигуративные точки, отражающие состав растворов кальцита, рассредоточены вдоль линии $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$ с преобладанием бикарбоната; кварц занимает то же положение, а галенит отклонен немного правее, ближе к линии $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ за счет обогащения сульфат-ионом. Количественное соотношение каждого иона в образцах следующее: в растворах кальцита хлор-ион от 0 до 19 экв.% (в одном 53 экв.%); бикарбонат-ион от 34 до 100 экв.%, а сульфат-ион – 0 до 13 экв.%; кварца хлор-ион 35 экв.%, бикарбонат – 63 экв.%, сульфат – 2 экв.%; галенита – хлор – 29 экв.%, бикарбонат – 18 экв.%, сульфат 53 экв.%.

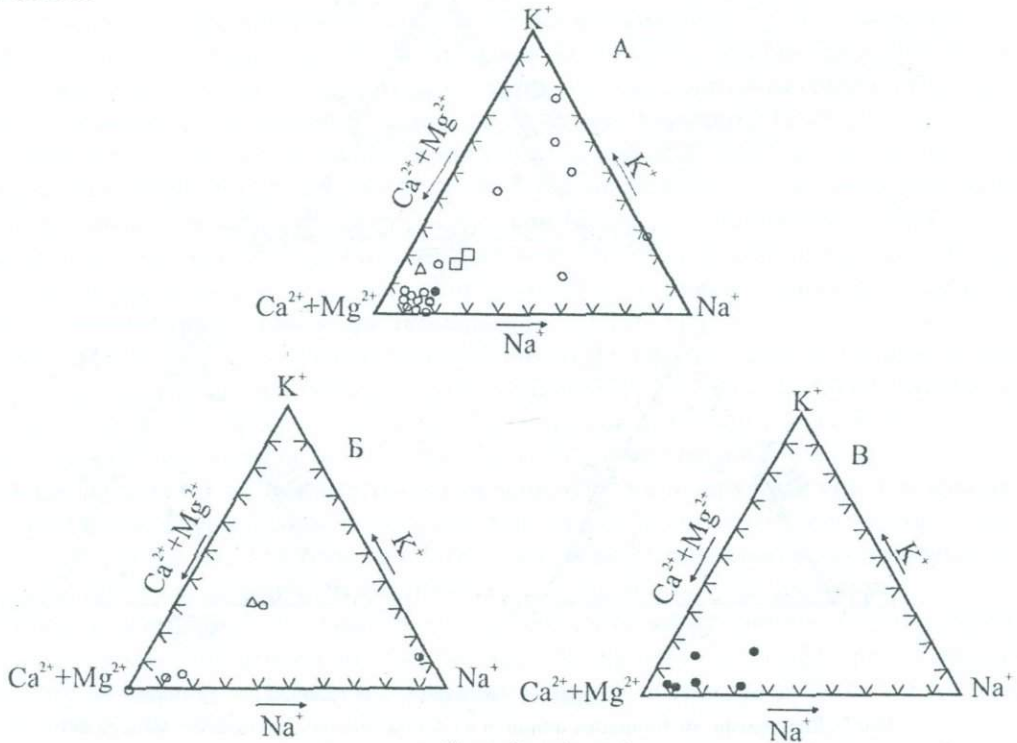


Рис.3. Диаграмма соотношения катионов (с углами $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+} - \text{K}^+ - \text{Na}^+$) в составе водных вытяжек из минералов

На диаграммах катионного состава (рис.3, 4 Б) фигуративные точки размещены вдоль линии $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ (см. рис. 3Б) и в нижней части треугольника (см. рис.4Б). В количественных соотношениях в водных вытяжках из кальцитов сумма щелочно-земельных ионов преобладает над суммой щелочных (за счет малых количеств или отсутствия магний-иона), содержание кальция 80-95 экв.% (в одном 44 экв.%); магния – 0-5 экв.%; калия – 0-6 экв.% (в одном 30 экв.%) и натрия 10-26 экв.% (в одном отсутствует). В растворах из кварца кальций-ион отсутствует, содержание магния - 3 экв.%, из галенита содержание кальций-иона 21 экв.%, магния -26 экв.%, калия – 32 экв.% и натрия – 21 экв.%

Таким образом, анионный состав растворов включений кальцитов и кварцев хлоридно-бикарбонатный, где хлор-ион занимает подчиненное положение, а галенита хлоридно-сульфатный с преобладанием сульфат-иона; катионный состав растворов кальцита кальций-натриевый с преобладанием кальция - иона, кварца – калинатровый с большим преобладанием натрий-иона; в катионной части растворов включений галенита все катионы представлены примерно в одинаковых количествах – от 21 до 32 экв.%.

Следовательно, растворы, образовавшие кальциты в вышеотмеченных полиметаллических рудопроявлениях, по составу бикарбонатно-кальциевые; кварцы – натриево-бикарбонатные, а галениты – кальциево-сульфатные.

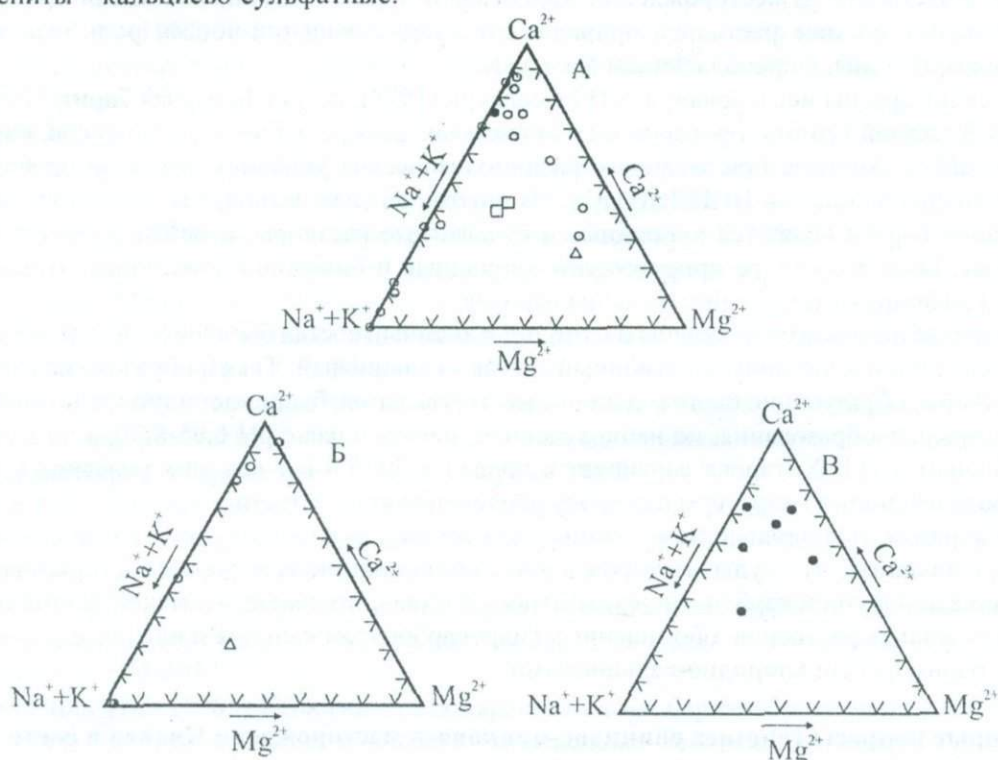


Рис. 4. Диаграмма соотношения катионов (с углами Na⁺ + K⁺ - Ca²⁺ - Mg²⁺) в составе водных вытяжек из минералов

Среда минералообразования близка к нейтральной, со значением pH от 6,3 до 8,8.

Детальное изучение химического состава и концентрации растворов низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений было проведено рядом авторов (Roedder, 1963; Hall, Friedman, 1963), которые обнаружили во включениях существенно натриево-хлоридные высококонцентрированные растворы солей. Резкое увеличение относительного содержания в растворах бикарбонат-иона, авторы отмечают в последней стадии, во время образования барита, витерита, кальцита.

И.Л.Ходаковский (1965), подытоживая исследования целого ряда авторов по полиметаллическим месторождениям, пишет, что состав растворов газово-жидких включений в минералах среднетемпературных полиметаллических месторождений характеризуется непосредственным соотношением ионов хлора и бикарбоната, чаще с преобладанием бикарбонат-иона.

По данным водных вытяжек из минералов продуктивных стадий полиметаллических месторождений Забайкалья, состав растворов существенно гидрокарбонатно-кальциевый; подчинены: натрий, калий, хлор и гидросиликат-ион (Колтун, 1976).

Барит-кальцитовая формация охарактеризована химическими анализами водных вытяжек из баритов.

На диаграмме анионного состава (рис. 2B) фигуративные точки расположены близ линии Cl⁻ - SO₄²⁻ с преобладанием хлор-иона. Количественное соотношение каждого иона следующее: содержание хлор-иона варьирует в широких пределах – от 12 до 81 экв.%; бикарбонат-ион представлен примерно в одних и тех же количествах – от 17 до 25 экв.%. Содержание сульфат-иона варьирует в пределах 26-67 экв.%; в двух образцах его содержание низкое – 0 и 2 экв.%, что мы относим к ошибке анализа, вызванной, вероятнее всего, загрязнением фракции.

На диаграмме катионного состава фигуративные точки рассредоточены вдоль линии Ca²⁺+Mg²⁺ - Na⁺, тяготея к вершине Ca²⁺+Mg²⁺ (рис.3B), или же в центре треугольника, тяготея также к вершине Ca²⁺ (см. рис.4B). Количественное соотношение ионов следующее: кальций-ион преобладает над другими элементами, варьируя в пределах 36-44 экв.%; магний-ион присутствует в количествах от 1 до 33 экв.%; далее по количеству идет натрий-ион – от 4 до 30 экв.% и калий – от 2 до 16 экв.%. Сумма щелочно-земельных элементов преобладает над суммой щелочных.

В этой связи интересны исследования Н.К.Учаемейшвили и Н.И.Хитарова (Хитаров, Учаемейшвили, 1962; Учаемейшвили, 1965), которые изучили бариты из 15 месторождений различных районов, в частности из месторождений Хардисара и Чорди. По данным этих авторов, преобладающая роль в составе растворов принадлежит хлор- и кальций-ионам; роль щелочных элементов незначительна, с преобладанием Na^+ над K^+ .

Не менее интересны исследования А.И.Гомелаури (1978), который, изучая бариты на месторождениях Западной Грузии, проверил их в автоклавах. Для решения ряда вопросов, связанных с образованием баритов, при заданных физико-химических условиях, им были проведены экспериментальные работы во ВНИИСИМСе. Из опытов следует вывод, что благоприятными для образования барита являются хлоридные и сульфатные растворы, а неблагоприятными – бикарбонатные. Если в растворе присутствуют хлоридные и бикарбонатные ионы, то хлоридные растворы расширяют поле существования баритов.

Аналогичные результаты получены и нами, т.е. анионный состав баритов хлоридно-сульфатный с преобладанием хлор-иона, а катионный состав – кальциевый. Таким образом, надо полагать, что растворы, образующие бариты данного месторождения, были хлоридно-кальциевыми.

Среда минералообразования, по нашим данным, нейтральная с pH 6,95-8,30, а по данным Н.Е.Учаемейшвили и Н.И.Хитарова варьирует в пределах 4,4-6,4 (от верхних участков к нижним), т.е. в ходе эволюции гидротерм в сторону увеличения кислотности.

Таким образом, полученные нами данные по химизму рудообразующих растворов дают основание предполагать, что руды месторождений свинцово-цинковой формации образовались из растворов кальций-гидрокарбонатно-сульфатного состава, полиметаллической формации за счет гидротермальных растворов, обогащенных гидрокарбонатом кальция и натрия, а растворы, образующие бариты, были хлоридно-кальциевыми.

Некоторые вопросы генезиса свинцово-цинкового месторождения Квайса в свете типоморфных особенностей минералов

Проведенные нами исследования типоморфных особенностей минералов Квайсинского рудного поля позволяет осветить некоторые вопросы генезиса месторождения.

Исследование морфологических типоморфных признаков в галенитах и сфалеритах (колломорфные и метаколлоидные агрегаты) позволяют прийти к заключению, что рассматриваемое месторождение образовалось из пересыщенных минералообразующих растворов. Это обстоятельство подтверждается наличием сходных экстремумов на декрепитограммах рудослагающих минералов, указывающих на близкоодновременное выделение минералов из рудообразующих растворов, что в свою очередь, видимо, было обусловлено пересыщением последних.

Для определения температур минералообразования были применены методы гомогенизации и декрепитизации газовой-жидких включений, которые дали вполне сопоставимые результаты. Было установлено, что температура их формирования на месторождении варьировала в пределах 270-250°, что хорошо согласуется с интервалом температур формирования продуктивной минерализации, определенной методом гомогенизации газовой-жидких включений в клейофановом сфалерите-265-230° (Гигиадзе, 1983) и данными Г.Н.Астахова (1984) – 300-160° в сфалеритах из руд, локализованных в известняках, и 280-180° – в силикатных породах.

Исследования химического состава газовой-жидких включений в рудослагающих минералах методом тройных водных вытяжек показали, что химический состав рудообразующих флюидов последовательно менялся в различных типах оруденения: в свинцово-цинковых они имели кальций-гидрокарбонатно-сульфатный, в свинцово-цинковых с баритом – кальций-гидрокарбонатно-хлоридный, а в баритовых – кальций-сульфатно-хлоридный характер.

Литература

- Астахов Г.Н. (1984) Зональность свинцово-цинкового и баритового оруденения Квайсинского и Чордского рудных полей. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси.
- Гамкрелидзе И.П. (2000) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. Тбилиси. С.204-208.
- Гигиадзе Г.В. (1983) Геолого-петрологические и минералогические особенности Квайсинского свинцово-цинкового рудного поля и критерии прогнозирования. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси.

- Гомелаури А.И. (1978) Температурные условия образования баритов в месторождениях Грузии и их проверка в автоклавах //Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.: Наука. С.12-14.
- Иваницкий Т.В. (1963) Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии Тр. Ин-та геологии. Монографии. №12. Тбилиси: Изд-во АН Грузии. 369 с.
- Колгун Л.И. (1976) Сравнительная оценка условий образования полиметаллических месторождений Забайкалья //V Всесоюзн.совещ. по термобарогеохимии (тез. докл.). Уфа. С.39.
- Наумов В.Б. (1968) К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации //Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М.:Наука. С.37-43.
- Отхмезури З.В. (1984) Эндогенные рудные формации южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба. 116 с.
- Тедиашвили Х.А. (1979) Метасоматические породы Квайсинского рудного поля. Автореф. кандидат. дисс. ГИН АН ГССР. Тбилиси.
- Хитаров Д.Н.(1968) Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек //Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М.: Наука. С.76-80.
- Хитаров Н.И., Учамеишвили Н.Е (1962) Экспериментальные данные к геохимии бария в гидротермальных условиях //Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР. С.145-149.
- Ходаковский И.Л. (1965) Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газовой-жидких включений в минералах //Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука. С.174-203.
- Учамеишвили Н.Е. (1965) Геохимическая характеристика баритообразующих растворов //Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука. С.135-164.
- Hall W., Friedman I. (1963) Composition of Fluid inclusions Gave-in-Rock Fluorite District. Illinois and Upper Mississippi Valley Zinc-lead District //Econ. Geol. Vol.58. N6. P.886-910.
- Richter D., Ingerson E. (1954) Some Considerations Regarding Liquid Inclusions as Geologic Thermometers, A. Discussion //Econ. Geol. Vol.49. N7. P.786-789.
- Roedder E. (1963) Studies of Fluid Inclusion /Freezing Data and Their Interpretation //Econ. Geol. Vol.58. N2. P.167-211.

ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ РЕК ЧОРОХИ И АДЖАРИСЦКАЛИ

В.Г.Гвахария, Н.О.Мачитадзе

Характер распределения металлов в донных осадках рек Чорохи и Аджарисцкали (Грузия). В.Г. Гвахария, Н.О.Мачитадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (v.gvakharia@gamma.ge, ninomachitadze@gamma.ge)

В донных осадках р.Чорохи отмечено высокое содержание Cu и Zn – 180 и 290 мг/кг соответственно. Содержание Mn и Fe в осадках р.Чорохи, а также содержание Zn, Cu и Mn в осадках р.Аджарисцкали, остаются в пределах кларка литосферы. Основными поставщиками рудных компонентов в морскую среду являются донные осадки р.Чорохи. В осадках р.Аджарисцкали присутствие рудных компонентов не отмечается. На основе проведенных исследований установлен характер корреляционной взаимосвязности исследуемых металлов.

მდინარეების ჭოროხისა და აჭარისწყლის ფსკერულ ნატანში ლითონების განაწილების ხასიათი. ვ.გვახარია, ნ.მაჩიტაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (v.gvakharia@gamma.ge, ninomachitadze@gamma.ge)

მდ. ჭოროხის ფსკერულ ნატანში აღინიშნება Cu და Zn მაღალი შემცველობა – 180 და 290 მგ/კგ შესაბამისად. Mn და Fe შემცველობა მდ. ჭოროხის ფსკერულ ნალექებში, ასევე Zn, Cu და Mn შემცველობა მდ. აჭარისწყლის ფსკერულ ნატანში ლითონფეროს კლარკული შემცველობის ფარგლებშია. ზღვის გარემოში მდინის კომპონენტები ძირითადად შემოიტანება მდ. ჭოროხის მყარი ნატანის მიერ. მდ. აჭარისწყლის მყარ ნატანში მდინის კომპონენტების არსებობა არ აღინიშნება. მიღებული მონაცემების საფუძველზე დადგენილია შესწავლილი ლითონების კორელაციური ურთიერთდამოკიდებულების ხასიათი.

Nature of Distribution of Metals in Bottom Sediments of the Chorokhi and Acharistskali Rivers (Georgia). V.Gvakharia, N.Machitadze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (v.gvakharia@gamma.ge, ninomachitadze@gamma.ge)

In bottom sediments of the river Chorokhi has been detected the high concentration of Cu and Zn - 180 and 290 mg/kg respectively. The contents of Mn and Fe in the Chorokhi River sediments, and also contents of Zn, Cu and Mn in the Acharistskali river sediments remain within the range of Clarke. The ore components (sulphide based minerals) in marine environment are delivered mainly by the river Chorokhi. In the Acharistskali fluvial deposits ore components (sulphide based minerals) is not fixed. Based on the results of the present study the correlation characteristics of the investigated metals are established.

Водосборный басс. р.Чорохи охватывает южную оконечность Аджара-Триалетской складчатой системы. Длина реки - 438 км, из них 26 км приходится на территорию Грузии. Площадь водосбора – 22 100 кв.км. Годовой объем твердого стока составляет от 8 до 11 млн.т. Водосборный басс. р.Аджарисцкали является составной частью водосбора р.Чорохи, с общей площадью 1540 кв.км. Его твердый сток составляет 483 тыс.т в год.

Наши исследования (Tvalchrelidze, Machitadze, 1997; Гвахария и др., 2002) по содержанию и характеру распределения металлов в осадках р.Чорохи, а также в донных отложениях Черного моря свидетельствуют о присутствии в них Cu, Zn, Mo, As в виде сульфидных минералов, доставляемых р.Чорохи в приустьевую область Черного моря. Под влиянием процессов гравитационной сепарации терригенного материала в приустьевой области образуются скопления перечисленных металлов на минимальной глубине, в непосредственной близости от берега.

Источниками металлов сульфидной группы являются месторождения полиметаллического сульфидного оруденения Южного Кавказа, находящиеся в водосборном басс. р.Чорохи, на территории Грузии и Турции. Крупнейшими среди них являются Мерисское месторождение (Аджария) и Мургульское месторождение (Артвинская обл. - Турция), на базе последнего в течение многих лет функционируют золотодобывающее и горнообогатительное предприятия. Горнообогатительные предприятия, функционировавшие на базе месторождений Мерисской группы в 50 – 60 гг. XX века, в настоящее время законсервированы.

Целью проведенных исследований являлось сравнение содержания и характера межфракционного распределения Cu, Zn, Mn и Fe в твердых наносах рр.Чорохи и Аджарисцкали, а также установление возможности выноса рудных компонентов р.Аджарисцкали из металлогенных областей Аджара-Триалетской складчатой системы.

На основе проведенных нами исследований (Гвахария и др., 2002; Гвахария и др., 2004) установлено, что в донных отложениях приустьевой зоны р.Чорохи Cu является элементом-маркером сульфидных рудных компонентов, а Mn и Fe маркируют продукты выветривания вулканогенных горных пород, складывающихся Аджара-Триалетскую складчатую систему.

Для выполнения поставленной задачи в мае 2006 года были отобраны образцы твердых наносов рр.Чорохи и Аджарисцкали.

Предварительная подготовка проб, гранулометрический и химический анализы проведены согласно методике (Manual No. 63. UNEP 1995). Из основной массы каждого образца подготовлены две субпробы для получения среднего образца и для выделения гранулометрических фракций с помощью набора сит. Металлы Cu, Zn, Mn и Fe в усредненных образцах и гранулометрических фракциях определены пламенным атомно-абсорбционным методом.

Гранулометрический спектр наносов р.Чорохи очень широк, в них в большом количестве представлен крупнозернистый галечный материал. Наносы р.Аджарисцкали сравнительно мелкозернисты. Результаты гранулометрического анализа представлены в табл. 1.

Таблица 1
Содержание гранулометрических фракций в донных осадках рр. Чорохи и Аджарисцкали

Фракция, мм	р.Чорохи	р.Аджарисцкали
	Содержание фракций, %	
2.0-1.0	4.69	0,00
1.0-0.5	27.59	3.06
0.5-0.2	67.17	76.98
0.2-0.14	3.49	16.10
0.14-0.07	1.48	6.07
<0.07	0.26	0.85

Судя по результатам, в донных осадках обеих рек преобладают фракции с диаметром зерен 0,5-0,2 мм, при этом доля самой тонкой пелитовой фракции минимальна (0,85 %). Очевидно, что донные осадки обеих рек в основном представлены песками с минимальным содержанием глинистых частиц.

По результатам определения металлов в средних образцах донных осадков (табл. 2) видно, что донные осадки р.Чорохи отличаются высоким содержанием Cu и Zn – 180 и 290 мг/кг соответственно. Содержание Mn и Fe в осадках р.Чорохи, а также содержание Zn, Cu и Mn в осадках р.Аджарисцкали остаются в пределах кларка литосферы (см. табл. 2).

Таблица 2
Содержание металлов в средних образцах донных осадков рр.Чорохи и Аджарисцкали

Место взятия образца	Zn, мг/кг	Cu, мг/кг	Mn, мг/кг	Fe, %
р. Чорохи, 1996	300	170	700	4.2
р.Чорохи, 2006	290	180	650	4.0
р. Аджарисцкали, 2006	92	67	800	6.2
Кларк литосферы (по Виноградову)	83	47	1000	4.65
Кларк литосферы (по Кларку)	200	100	800	4.7

Высокое содержание Fe в осадках р.Аджарисцкали (6,2%) связано с красноземной корой выветривания и латеритами Аджарии и Гурии (Machitadze at al., 2001). Совпадение данных 1996 и 2006 годов свидетельствует о стабильности химического состава наносов р. Чорохи.

В табл. 3 указано содержание металлов в гранулометрических фракциях донных осадков. С целью проверки правильности подготовки средней пробы, по результатам фракционного анализа и содержания металлов во фракциях вычислено среднее содержание пробы. Результаты этих вычислений также включены в табл. 3. Хорошее совпадение данных, вычисленных и полученных после анализа средних проб, свидетельствует о надежности проведенных анализов.

По данным анализа гранулометрических фракций осадков р.Чорохи основная часть меди и цинка сосредоточена в частицах с диаметром зерен от 0,07 до 0,2 мм, содержание которых в осадках составляет 5%.

Содержание металлов в гранулометрических фракциях донных осадков

Фракция, мм	Zn, мг/кг	Cu, мг/кг	Mn, мг/кг	Fe, %
р.Чорохи				
1.0-0.5	230	122	680	4.1
0.5-0.2	300	207	600	4.1
0.2-0.14	400	414	900	8.4
0.14-0.07	387	680	1150	14.8
<0.07	276	408	550	6,0
Среднее вычисленное с использованием данных табл. 1	285	198	632	4.4
Средний образец	290	180	650	4.0
р.Аджарисцкали				
1.0-0.5	67	68	650	4.3
0.5-0.2	85	67	750	5.1
0.2-0.14	98	65	875	5.8
0.14-0.07	178	78	1350	13.3
<0.07	185	152	1150	10.9
Среднее вычисленное с использованием данных табл. 1	96	70	830	5.9
Средний образец	92	67	800	6.2

Максимальное количество меди и цинка в наносах р.Аджарисцкали отмечено в самой тонкой фракции с диаметром зерен <0,07 мм, предположительно в сорбированной форме на глинистых частицах. Эти данные свидетельствуют о том, что форма нахождения Cu и Zn в осадках Чорохи и Аджарисцкали различна, в одном случае это сульфидные минералы, а в другом – глинистые частицы.

Характер пофракционного распределения Mn и Fe показывает, что пик содержания для обеих рек приходится на фракции с диаметром зерен 0,14 – 0,07 мм.

Для установления характера корреляционной связи между элементами использовались результаты анализа донных осадков, проведенного в лаборатории группы ALSCHEMEX (США) методом ICP - MS. Было исследовано 4 образца различных фракций осадков указанных рек.

На основе полученных данных вычислены коэффициенты корреляции исследуемых элементов с серой и железом (табл. 4). Высокую степень положительной корреляции с серой проявляют Au, Ag, As, Cd, Cu, Pb, т.е. типичные халькофилы, металлы сульфидной группы. Это подтверждает предположение о присутствии перечисленных элементов в донных осадках в виде сульфидных минералов. Содержание этих элементов в осадках р.Чорохи значительно выше, чем в осадках р.Аджарисцкали. В составе сульфидных минералов находится только часть общего содержания цинка, о чем свидетельствует сравнительно низкий коэффициент корреляции с серой ($K_{Zn/S}=0,85$), при этом, надо отметить, что его содержание в осадках р.Чорохи в 2-3 раза выше, чем в осадках р.Аджарисцкали. В составе сульфидов присутствует также часть общего содержания железа ($K_{Fe/S}=0,87$). Отметим довольно высокую степень корреляции хрома и серы ($K_{Cr/S}=0,96$). Для остальных элементов корреляция с серой незначительна. Отрицательную корреляцию с серой проявляют K, P, Zr. Их содержание во фракциях осадков р.Аджарисцкали несколько выше, чем во фракциях осадков р.Чорохи.

Высокую степень корреляции с железом проявляют Co, Ni, Cr, Mn и V. Их содержание в осадках указанных рек почти одинаково. Перечисленные металлы попадают в русла рек в составе темноцветных минералов – продуктов выветривания основных пород, а также красноземной коры выветривания. Такая же корреляционная взаимосвязь сульфидных элементов и элементов группы железа установлена нами при исследовании морских донных отложений южной части шельфа грузинского сектора Черного моря.

Исходя из вышесказанного можно заключить, что основными поставщиками рудных компонентов в морскую среду являются донные осадки р.Чорохи; в осадках р.Аджарисцкали присутствие рудных компонентов не отмечается.

Таблица 4

Результаты анализа элементов во фракциях донных отложений рр.Чорохи и Аджарисцкали и коэффициенты корреляции элементов с серой и железом

Элемент	р.Чорохи		р.Аджарисцкали		Коэффициенты корреляции	
	Фракция, мм				Met/S	Met/Fe
	1.0-0.50	0.20-0.14	1.0-0.50	0.20-0.14		
Au, мг/кг	0.004	0.164	-	0.007	1.00*	0.87
Ag, мг/кг	0.12	0.88	0.1	0.11	1.00*	0.87
As, мг/кг	10.6	85.6	6.6	7.6	1.00*	0.86
Cd, мг/кг	0.26	1.4	0.12	0.1	0.99*	0.83
Co, мг/кг	16.0	21.5	16.1	21.4	0.59	0.91*
Cr, мг/кг	50.0	226.0	60.0	105	0.96*	0.98*
Cu, мг/кг	140.5	470.0	74.1	59.9	0.98*	0.79
Fe, %	4.1	7.33	4.2	5.76	0.87	1.00*
K, %	1.42	1.05	1.76	1.39	-0.82	-0.86
Mn, мг/кг	722.0	976.0	685.0	913	0.71	0.96*
Mo, мг/кг	3.18	3.65	1.15	1.1	0.69	0.39
Ni, мг/кг	19.0	39.4	23.3	37.3	0.64	0.93*
P, мг/кг	730.0	590.0	1240.0	1220.0	-0.71	-0.43
Pb, мг/кг	17.6	33.7	15.6	14.4	0.99*	0.80
S, %	0.05	1.2	0.05	0.05	1.00*	0.87
Ti, %	0.311	0.508	0.419	0.552	0.38	0.75
V, мг/кг	136.0	225.0	154.0	219.0	0.61	0.92*
Zn, мг/кг	274.0	443.0	66.0	80.0	0.85	0.60
Zr, мг/кг	65.1	59.2	99.0	99.2	-0.66	-0.37
Mg, %	1.44	1.94	1.45	2.12	0,80	0.80

*Значимая степень корреляции

Авторы статьи выражают благодарность научным сотрудникам Института геологии им. А.Джанелидзе Н.Гагнидзе и Н.Садрадзе, а также независимому эксперту экономической геологии Роберту Блеру (США) в содействии и помощи при проведении данного исследования.

Литература

- Гвахария В.Г, Мачитадзе Н.О., Твалчрелидзе А.Г. (2002) Распределение Cu, Zn, Mo и Fe в современных донных отложениях грузинского сектора Черного моря //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 117. С. 424-429.
- Гвахария В.Г, Мачитадзе Н.О, Харгелия Р.Г., Гиргвлиани Д.А. (2002) Содержание тяжелых металлов в прибрежных морских осадках грузинского сектора Черного моря //5-ый Международный конгресс "Вода: экология и технология" ЭКВАТЭК-2002, М. С. 157-158
- Гвахария В.Г., Мачитадзе Н.О., Твалчрелидзе М. (2004) Использование химических элементов - маркеров при определении границ динамических систем юго-восточной части Черного моря //Тез. докл. VI конференции "Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей", М. С. 328-331.
- Manual for the Geochemical Analyses of Marine Sediments and Suspended Particle Matter //Reference Methods for Marine Pollution Studies. № 63. UNEP 1995.
- Tvalchrelidze M., Machitadze N. (1997) Peculiarities in the Distribution of Chemical Elements in the Georgian Sector of the Black Sea //IOC/BSRC Workshop on the Black Sea Fluxes. Istanbul, Turkey. Proceedings. P. 73-85.
- Machitadze N., Gvacharia V., Tvalchrelidze A. (2001) Vanadium and Chromium Content in Recent Sediments of Georgian Sector of the Black Sea //Bull. of Georgian Acad. of Sci. 164. №3. P. 501-503.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КУТАЙССКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ ГРУЗИЯ)

В.А.Лебедев, Г.Т.Вашикидзе, А.В.Чугаев, О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе

Новые данные о возрасте магматических пород Кутаисского района (Западная Грузия). В.А.Лебедев¹, Г.Т.Вашикидзе², А.В.Чугаев¹, О.З.Дудаури², М.Г.Тогонидзе². ¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Старомонетный пер., 35, 109017 Москва (leb@igem.ru); ²Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (goga.vashakidze@gmail.com).

Получены новые К-Аг датировки для магматических пород Кутаисского района Западной Грузии. Показано, что изверженные породы этого региона образовались в течение трех импульсов мезозойского магматизма – байосского, кимеридж-титонского и турон-сантонского. Считавшиеся ранее неогеновыми интрузии тешенитов и кварцевых диоритов являются плутоническим аналогом верхнемеловой свиты Мтавари, а пластовые тела базальтов в батских отложениях имеют титон-кимериджский возраст. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют об отсутствии в пределах Кутаисского района проявлений неоген-четвертичного вулканизма, в связи с чем включение этого региона в пределы Центрально-Грузинской неовулканической области представляется неправомерным.

ახალი მონაცემები ქუთაისის რაიონის (დასავლეთ საქართველო) მაგმატური ქანების ასაკის შესახებ. ვ.ა.ლ.ბ.ე.დ.ე.ვ.ი.¹, გ.გ.შ.ა.კ.ი.ძ.ე.², ა.ჩ.უ.გ.ა.ე.ვ.ი.¹, ო.დ.უ.დ.ა.უ.რ.ი.², მ.ტ.ო.გ.ონ.ი.ძ.ე.². ¹რუსეთის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის და გეოქიმიის ინსტიტუტი, სტარომონეტის შეს., 35, 109017 მოსკოვი (leb@igem.ru); ²საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (goga.vashakidze@gmail.com).

მიღებულია К-Аг ახალი განსაზღვრები (მონაცემები) დასავლეთ საქართველოს ქუთაისის რაიონის მაგმატური ქანებისათვის. ნაჩვენებია რომ ამ რეგიონის ქანები წარმოშობილი არიან მეზოზოური მაგმატიზმის სამი იმპულსის განმავლობაში – ბაიოსში, კიმერიჯ-ტიტონსა და ტურონ-სანტონში. ტეშენიტების და კვარციანი დიორიტების ინტრუზიები რომლებიც ადრე ნეოგენურად ითვლებოდნენ, არიან ზედაკარცული მთავრის წყების პლუტონური ანალოგები, ხოლო ბათურ ნალექებში არსებული ბაზელტების შრეებრივ სხეულებს აქვთ ტიტონ-კიმერიჯული ასაკი. იზოტოპურ-გეოქრონოლოგიური მონაცემები მოწმობენ იმაზე რომ ქუთაისის რაიონის ფარგლებში არ არის ნეოგენ-მეოტოხეული ვულკანიზმის გამოვლინება, ამასთან დაკავშირებით ამ რეგიონის ჩართვა ცენტრალურ საქართველოს ნეოვულკანურ რაიონში არასწორად მიგვაჩნია.

New data On the Age of Magmatic Rocks of the Kutaisi District (Western Georgia). V. Lebedev¹, G. T. Vashakidze², A. Chugaev¹, O. Dudauri², M. Togonidze². ¹Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow 109017, Staromonetny per., 35 (leb@igem.ru); ²Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexander Djanelidze Institute of Geology, M. Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (goga.vashakidze@gmail.com).

We have obtained new K-Ar dating for the magmatic rocks of the Kutaisi district of the Western Georgia. It is shown, that the igneous rocks of this region were formed during the three pulses of the Mesozoic magmatism - Bajocian, Kimmeridgian-Tithonian and Turonian - Santonian. The teschenitic and quartz-dioritic intrusions that were referred earlier to the Neogene, are plutonic analogues of the Upper Cretaceous suite Mtavari and as for the basalt bodies fixed in the Bathonian sediments - they are of the Tithonian - Kimmeridgian age. The isotope-geochronological data testify to the absence of the display of Neogene - Quaternary volcanism within the limits of the Kutaisi district; in this connection we think it incorrect to include this region into the bounds of the Central Georgian neovolcanic area.

Введение

Окрестности г.Кутаиси являются одним из районов масштабного проявления основного магматизма на территории Грузии. Несмотря на имеющиеся результаты всесторонних геолого-петрологических и стратиграфических (Белянкин, 1912; Джанелидзе, 1940; Схиртладзе, 1958; Милановский, Короновский, 1973; и др.), а также изотопно-геохронологических (Дудаури и др., 1989) исследований, проводившихся в этом районе на протяжении всего прошлого столетия, многие вопросы, касающиеся возрастной привязки магматических комплексов, до настоящего времени оставались нерешенными.

В структурно-тектоническом плане рассматриваемая территория относится к Окриба-Хреитской подзоне Закавказской межгорной области (Гамкрелидзе, 2000), сложенной мезо-кайнозойскими вулканогенными и осадочными образованиями. Породы палеозойского кристаллического фундамента Грузинской глыбы в Кутаисском районе перекрыты мощным вулканогенно-осадочным чехлом мезозойского возраста, мощность которого достигает первых километров. К наиболее древним среди обнажающихся на дневной поверхности геологических образований относятся породы порфиритовой серии байоса, распространенной на значительной территории и представленной преимущественно покровами известково-щелочных вулканитов базальт-андезит-риолитовой формации, перемежающихся с прослоями тефротурбидитов, тефроаргиллитов и других терригенных отложений (рис.1). Выше в сводном разрезе залегают мелко-водно-морские и терригенные осадочные породы свиты листоватых сланцев с прослоями туфов

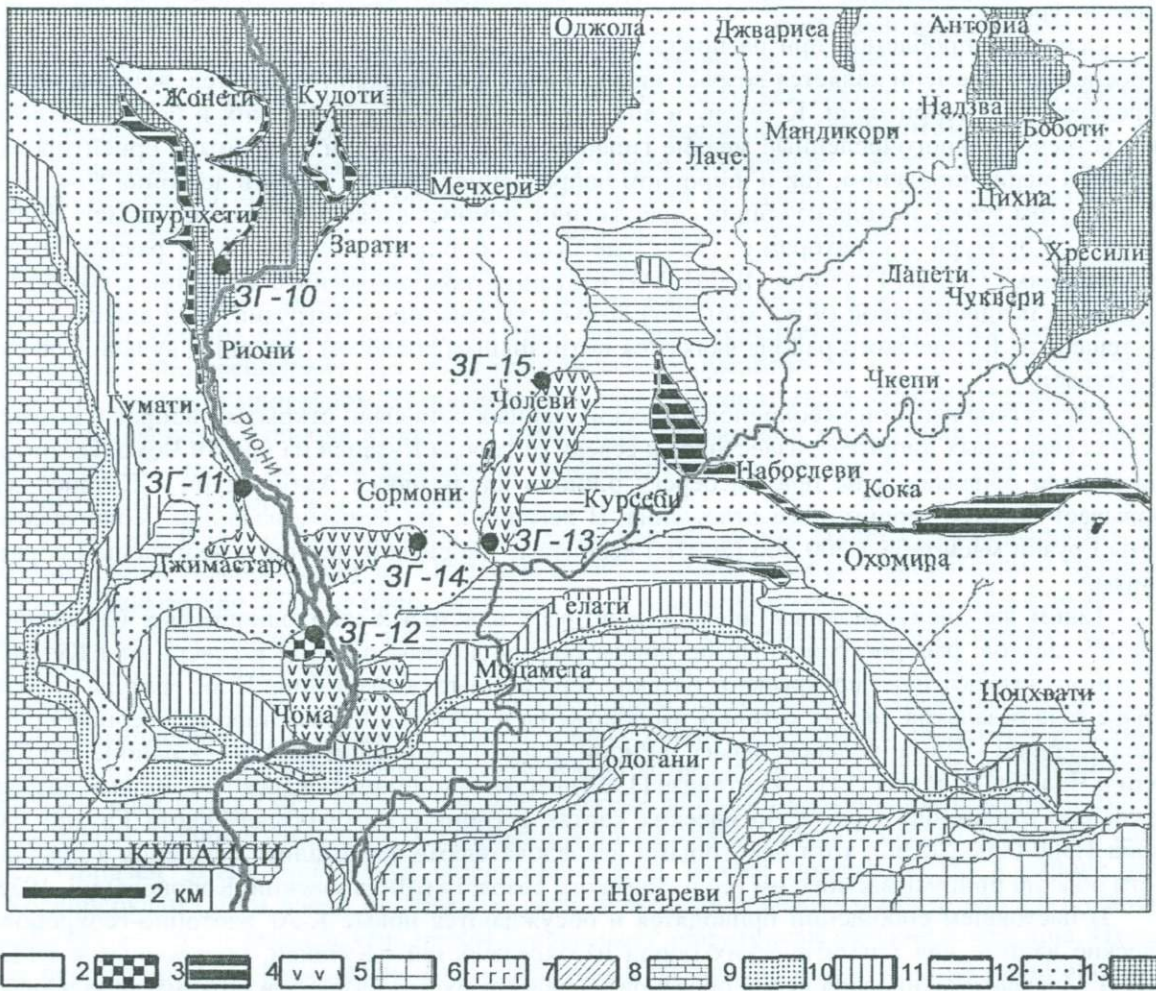


Рис.1. Схематическая геологическая карта Кутаисского района. Составлена по материалам А.Джанелидзе (1940) с дополнениями авторов.

1 – четвертичные осадочные образования; 2 – позднемеловые кварцевые диориты; 3 – позднемеловые тешениты; 4 – позднеюрские базальты, ранее считавшиеся неогеновыми; 5 – турон-сенонские известняки; 6 – покровы и пирокластиты щелочных базальтов, трахиандезитов, трахитов и фонолитов с прослоями и линзами известняков и мергелей турон-сантонского возраста (свита Мтавари); 7 – глинистые и глауконитовые песчаники, известняки верхнего альба и сеномана; 8 – известняки баррема, мергелистые известняки и мергели апта, голубые мергелистые глины альба; 9 – кварцевые песчаники и доломитизированные известняки берриаса; 10 – терригенные и карбонатные отложения верхней юры (кимеридж - титон) с покровами и пирокластитамы щелочных и субщелочных базальтов и трахитов (пестроцветная свита); 11 – глинистые и углистые сланцы с пластами каменного угля (угленосная свита) бата; 12 – терригенные осадки, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (свита листоватых сланцев) бата; 13 – вулканиты базальт-андезит-риолитовой формации с прослоями тефротурбидитов и тефроаргиллитов, а также других терригенных отложений (порфиритовая серия) байоса.

основного состава и алевролиты, глинистые и углистые сланцы с пластами каменного угля угленосной свиты. Возраст пород обеих свит определен как батский. Верхнеюрские образования Кутаисского района представлены пестроцветной свитой кимериджа - титона, в которой преобладают терригенно-карбонатные отложения с прослоями гипса и ангидрита при подчи-

ненной роли лавовых покровов и пирокластитов щелочных и субщелочных базальтов и трахитов. Нижнемеловые толщи в регионе представлены мелководно-морскими карбонатными отложениями – известняками, мергелями, глинами и глауконитовыми песчаниками общей мощностью до 300-500м. Осадочные отложения позднего мела в окрестностях г.Кутаиси представлены преимущественно известняками. К турон-сантонскому времени относится формирование мощной вулканогенно-осадочной толщи (до 300-850м), известной как свита Мтавари. Она сложена покровами и пирокластитами щелочных базальтов, трахиандезитов, трахитов и фолитов, чередующихся с пачками известняков и мергелей. В южной части региона на меловых породах залегают четвертичные осадки Колхидской низменности (рис.1).

Таким образом, в мезозойский период истории развития Кутаисского района фиксируется три импульса основного магматизма проявленного, соответственно, в байосе, титоне – киммеридже и туроне.

Основной проблемой при расшифровке геохронологии магматизма Кутаисского района до последнего времени является возраст интрузивных и субвулканических тел, встречающихся в пределах этой территории. К северу и востоку от г.Кутаиси в байосских и батских отложениях встречены многочисленные мелкие гипабиссальные интрузии тешенитов, ориентированные как в меридиональном, так и широтном направлениях (рис.1). Вплоть до конца 80-х годов XX века этим телам, исходя из общих соображений, приписывался неогеновый возраст. Лишь в работе О.З.Дудаури с соавторами (1989), где были обобщены полученные в разные годы в лабораториях ГИН АН Грузии и ИГЕМ РАН изотопно-геохронологические данные, убедительно доказан позднемеловой (90 ± 5 млн. лет) возраст тешенитовых интрузий. Был сделан вывод, что тешениты Кутаисского района являются интрузивным аналогом основных вулканитов свиты Мтавари.

Отсутствие изотопно-геохронологических данных оставляло открытым вопрос о возрасте массива кварцевых диоритов, известного к северу от города Кутаиси на хребте Чома. Их интрузивное тело обнажается на правом берегу р.Риони вдоль шоссе Амбролаури – Кутаиси, где прорывает батские терригенные отложения. В легенде к последнему изданию Геологической карты Грузии масштаба 1:500 000 (2003г.) кварцевые диориты отнесены к неогеновым образованиям.

Таким же дискуссионным являлся и возраст пластовых жил оливиновых базальтов и андезибазальтов, распространенных по обоим бортам долины р.Риони к северу от г.Кутаиси, где они прорывают или перекрывают батские терригенные образования. В литературе описано четыре тела базальтов, два из которых расположены в районе с.Джимастаро и северном пригороде г.Кутаиси – Чома на левом берегу р.Риони, и два на ее правом берегу – в районе сел Сормони и Чолеви. Вслед за Н.И. Схиртладзе (1958) им обычно приписывался неогеновый возраст, что нашло отражение и на геологических картах региона (Геологическая карта Грузии масштаба 1:500 000, 2003г.), хотя некоторыми исследователями выражались сомнения в правильности обычно приписываемого им геологического возраста (Милановский, Короновский, 1973).

В настоящем сообщении приводятся и обсуждаются новые К-Аг изотопно-геохронологические данные для магматических пород из окрестностей г.Кутаиси, полученные в ИГЕМ РАН (г.Москва). Датирована серия образцов из пластовых тел базальтов (Джимастаро, Сормони, Чолеви), формирование которых обычно относили к неогеновому времени, и проба кварцевых диоритов хребта Чома (рис. 1). Получена новая датировка для тешенитов Кутаисского района, образец которых был отобран нами в окрестностях с.Опурчхети. Результаты проведенных исследований позволили определить место изученных магматических пород в истории магматизма Западной Грузии.

Методы исследования

К-Аг датирование образцов магматических пород Кутаисского района проводилось в ИГЕМ РАН (г.Москва) на низкофоновом высокочувствительном масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201 ИГ. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трасера, а калия – методом пламенной фотометрии. Правильность измерений контролировалась периодическими анализами стандартных образцов ("Азия", мусковит Верн-4М, мусковит Р-207 и др.) и изотопного состава атмосферного аргона. В геохронологических расчетах использовались значения констант, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии (Steiger, Jager, 1977). В качестве анализируемого материала (геохронометра) использовались валовые пробы пород.

Петрографическая характеристика изученных образцов

Для изотопно-геохронологических исследований нами было отобрано 6 проб магматических пород Кутаисского района, возраст которых до последнего времени оставался дискуссионным (рис.1). Ниже приводятся основные сведения об изученных образцах пород и их краткие петрографические характеристики.

Образец ЗГ-10 отобран в западном борту шоссе Амбролаури – Кутаиси в районе с.Опурчхети из позднемеловой пластовой интрузии, прорывающей отложения порфириновой свиты байоса и свиты листоватых сланцев бата. Изученная порода представлена порфиroidным тешенитом. Порфировые выделения – оливин (размером до 2.5мм), анальцим (размером до 3 мм) и моноклинный пироксен (размером до 3.5мм) с преобладанием последнего. Клинопироксен по составу отвечает титанистому авгиту. Оливин иногда полностью замещен идингситом. Среднезернистая основная масса тешенита сложена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными выделениями плагиоклаза, цеолитов (анальцим, натролит), реже клинопироксена. В основной массе часто наблюдаются радиально-лучистые агрегаты натролита. Видны следы замещения плагиоклаза основной массы цеолитами. Акцессорные минералы в породе представлены магнетитом и апатитом.

Образец ЗГ-11 отобран в западном борту шоссе Амбролаури – Кутаиси в районе с.Джимастаро (около 300 м к югу от моста через р.Шавгеле) из пластового тела, субгоризонтально залегающего в глинистых сланцах батского возраста. Порода представлена мандельштейновым порфиroidным плагиоклаз-оливиновым андезибазальтом. Плагиоклаз вкрапленников (размером до 2-2.5мм) частично замещен хлоритом. Иногда наблюдаются гломероидные скопления плагиоклаза. Оливин фенокристов полностью замещен серпентином. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритом и рудным минералом. Миндалины выполнены хлорит-карбонатным агрегатом. Интенсивно проявленные в породе вторичные изменения выражены в хлоритизации и карбонатизации основной массы, полном замещении фенокристов оливина серпентинитом и частичной хлоритизации вкрапленников плагиоклаза.

Образец ЗГ-12 отобран из небольшого массива кварцевых диоритовых порфиритов, слагающей хребет Чома к северу от г.Кутаиси, в западном борту шоссе Амбролаури – Кутаиси к югу от с.Джимастаро. Массив прорывает глинистые сланцы батского возраста. Изученные породы представлены массивными мелкокристаллическими кварцевыми диоритовыми порфиритами с сериально-порфиroidной структурой. Вкрапленники - клинопироксен (размером 0.4-1мм) и плагиоклаз (размером от 0.4 до 2мм) с преобладанием последнего. Центральные части плагиоклазов вкрапленников, а также их участки вдоль трещин замещаются серицитом и пелитом. Клинопироксен по составу отвечает авгиту. Кварц встречается в породе в виде единичных зерен. Основная масса (80% объема породы) сложена лейстами плагиоклаза и зернами рудного минерала. Вторичные изменения (хлоритизация плагиоклаза основной массы) проявлены слабо.

Образец ЗГ-13 отобран из базальтового тела Чолеви (южная часть) в районе устья р.Коренисцкали (100м вверх по течению реки от железнодорожного моста дороги Кутаиси – Ткибули), которое в месте взятия пробы перекрывает терригенные батские отложения. Изученные породы представлены массивным, порфиroidным базальтом. Вкрапленники - клинопироксен (размером до 3.5мм) и оливин (размером до 0.2-0.3мм). Клинопироксен часто содержит включения плагиоклаза. Оливин вкрапленников полностью замещен серпентин-иддингситовым агрегатом. Основная масса сложена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза и зернами рудного минерала. Порода в значительной мере изменена вторичными процессами (полное замещение оливина вторичными минералами, серицитизация и пелитизация плагиоклаза основной массы). Редкие миндалины частично выполнены карбонатом.

Образец ЗГ-14 отобран из пластового базальтового тела Сормони в районе одноименной деревни (восточный склон горы Самеба), перекрывающего батские рассланцованные песчаники и глины. Изученная порода представлена порфиroidным цеолитсодержащим оливин-клинопироксеновым базальтом с сериальной структурой. Фенокристы - плагиоклаз (размером до 2мм), оливин (размером до 1.5мм) и клинопироксен (размером до 6мм) с преобладанием последнего. Клинопироксен часто содержит пойкилитовые включения плагиоклаза. Плагиоклаз вкрапленников в редких случаях частично замещен хлоритом. Оливин по краям и трещинам замещен серпентином. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза (размером 0.1-0.2мм) и рудным

минералом. В основной массе встречаются небольшие кристаллы анальцима и радиально-лучистые выделения натролита. Аксессуарные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Образец ЗГ-15 отобран из базальтового тела Чолеви (северная часть) в районе одноименной деревни (к западу от сельского стадиона), перекрывающего батские терригенные отложения. Изученная порода представлена порфиристым цеолитсодержащим оливин-клинопироксеновым базальтом. Фенокристы - плагиоклаз (размером до 3мм), оливин (размером до 1.5мм) и клинопироксен (размером до 0.5мм). Оливин вкрапленников частично или полностью замещен серпентином и иддингситом; часто образует гломерофирмовые скопления. Основная масса имеет микродолеритовую структуру. Она сложена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены микрокристаллами клинопироксена. В основной массе наблюдаются выделения цеолитов, которые в ряде случаев полностью замещают плагиоклаз.

Результаты изотопного датирования и их обсуждение

Результаты К-Аг изотопного датирования магматических пород Кутаисского района приведены в таблице.

Датирование образца тешенита из окрестностей с.Опурчхеги (ЗГ-10) подтвердило сделанный ранее О.З.Дудаури с соавторами (1989) вывод о позднемеловом (турон-сантонском) возрасте тешенитов Кутаисского района. Как было отмечено выше, на основании изотопно-геохронологических и петрологических исследований этими исследователями было четко доказано, что эти образования являются интрузивным аналогом субщелочных базальтов свиты Мтавари. Согласно современным представлениям позднемеловой субщелочной магматизм Западной Грузии является внутриплитным, связанным с возникновением в это время в пределах Черноморско-Центральнокавказского микроконтинента начальной рифтогенной обстановки (Гамкрелидзе и др., 2002).

Таблица

Результаты К-Аг датирования магматических пород Кутаисского района

№ образца	№ лаб.	Калий, % ± σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± σ	⁴⁰ Аг _{возд.} , %	Возраст, млн.лет ± 2σ
ЗГ-10	13643	1.34±0.02	8.17±0.04	21.4	86±3
ЗГ-11	13644	0.70±0.015	5.90±0.03	13.4	117±5
ЗГ-12	13629	1.13±0.02	6.94±0.07	23.9	86.5±3.5
ЗГ-13	13645	0.71±0.015	3.78±0.08	41.0	75±4
ЗГ-14	13646	0.67±0.015	7.18±0.03	9.5	148±7
ЗГ-15	13630	0.67±0.015	6.74±0.05	18.3	140±6

Примечание. Анализируемый материал – валовые пробы пород.

По-видимому с этим же позднемеловым импульсом магматизма связано и формирование массива кварцевых диоритовых порфиритов хребта Чома (образец ЗГ-12). Полученная датировка 86,5±3,5 млн.лет практически совпадает с К-Аг возрастом тешенитов Кутаисского района. Как отмечалось выше, исследованная порода была слабо подвержена вторичным изменениям, что позволяет считать полученную дату близкой истинному возрасту ее формирования. Итак, вопреки сложившимся представлениям, полученные данные указывают, что образование диоритов не связано с позднекайнозойским этапом магматической активности Кавказа. Вероятно, в турон-сантонское время на фоне преобладания субщелочного-щелочного базальтового вулканизма в регионе в значительно меньшем масштабе был проявлен и магматизм нормальной щелочности.

Датирование четырех образцов из пластовых тел базальтов Кутаисского района также показало неправомочность их отнесения к неогеновым магматическим образованиям. Для двух образцов существенно измененных наложенными процессами пород (ЗГ-11, ЗГ-13) получены датировки в диапазоне 75-120 млн.лет, в то время как для малоизмененных базальтов (образцы ЗГ-14, ЗГ-15) – в диапазоне 140-150 млн.лет. Как было отмечено выше, изученные базальтовые тела либо залегают среди батских терригенных отложений, либо перекрывают их, что указывает на то, что они не являются продуктами байосского вулканизма, широко проявленного в Западной Грузии. К-Аг даты, полученные для неизмененных разновидностей пород, попадают во

временной интервал, соответствующий концу позднеюрской эпохи (титонский и кимериджский века). К этому времени относится второй импульс основного магматизма, известный в пределах Кутаисского района: в пестроцветной свите кимериджа-титона широко развиты порфириновые и базальтовые покровы, согласно залегающие среди терригенных отложений. Таким образом, результаты изотопно-геохронологического изучения в совокупности с имеющимися геологическими данными свидетельствуют, что датированные базальтовые пластовые тела скорее всего связаны с позднеюрским импульсом основного магматизма Западной Грузии. Согласно современным представлениям позднеюрский магматизм Грузинской глыбы относится к внутриплитному типу (Гамкрелидзе и др., 2002).

Выводы

Проведенные изотопно-геохронологические исследования показали, что изверженные породы Кутаисского района образовались в течение трех импульсов мезозойского магматизма – байосского, кимеридж-титонского и турон-сантонского. Считавшиеся ранее неогеновыми интрузии тешенитов и кварцевых диоритов являются плутоническим аналогом позднемеловой свиты Мтавари, в то время как пластовые тела базальтов в батских отложениях имеют титон-кимериджский возраст.

Полученные данные свидетельствуют, что в пределах Кутаисского района отсутствуют проявления позднекайнозойского вулканизма, в связи с чем включение этого региона в пределы Центрально-Грузинской неовулканической области (Милановский, Короновский, 1973), где согласно нашим данным в позднем миоцене (6.4-6.1 млн.лет назад) получил развитие субщелочной базальтовый магматизм (Лебедев и др., 2006), представляется неправомерным.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 06-05-64763) в рамках Программы Президиума РАН №16 и Договора о научном сотрудничестве между ИГЕМ РАН и ГИН им. А.Джанелидзе Республики Грузии.

Литература

- Белянкин Д.С. (1912) Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород. //Изв. С.-Петербургского политех. и-та. Отд. техн., ест. и мат. Т.17. Вып.1. С.1-22.
- Гамкрелидзе И.П. (2000) Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии //Тр. ГИН АН Грузии, Нов. сер. Вып.115. С.204-208.
- Гамкрелидзе И.П., Дудаури О.З., Надареишвили Г.Ш., Схиртладзе Н.И., Тутберидзе Б.Д., Шенгелиа Д.М. (2002) Геодинамическая типизация докембрийско-фанерозойского магматизма Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.117. С.105-126.
- Геологическая карта Грузии масштаба 1:500 000 (2003) Краткая объяснительная записка. Составители: Гамкрелидзе И.П., Гуджабидзе Г.Е.
- Джанелидзе А.И. (1940) Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Груз. филиал АН СССР, Тбилиси.
- Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Бартницкий Е.Н. (1989) Калий-аргоновый возраст тешенитов западной Грузии //Сообщ. АН ГССР. Т.136. №1. С.101-104.
- Лебедев В.А, И.В.Чернышев, А.В.Чугаев, О.З.Дудаури, Г.Т.Вашакидзе (2006) К-Аг возраст и Sr-Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Большой Кавказ) //Докл. РАН. Т.408. №4. С.517-522.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. (1973) Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса. Москва: Недра. 280с.
- Схиртладзе Н.И. (1958) Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР. 368с.
- Steiger R.H., Jager E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry //Earth and Planet. Sci. Lett. № 36. P.359-362.

КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГАББРОИДОВ КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Т.И.Довбуш, Л.М.Степанюк, Е.Е.Шестопалова

Кристаллогенезис и возраст циркона из габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). Т.И.Довбуш, Л.М.Степанюк, Е.Е.Шестопалова. Украинский государственный геолого-разведывательный институт, ул. Автозаводская, 78 А, г. Киев (Lennik2008@ukr.net)

Методами оптической и электронной микроскопии изучена анатомия кристаллов и состав включений в цирконах из анортозитов двух крупных массивов Корсунь-Новомиргородского плутона. В качестве включений в середине кристаллов циркона выявлены пироксены, полевые шпаты, ильменит, апатит и кварц, что позволяет предполагать позднемагматическую кристаллизацию циркона и интерпретировать цифровые значения возраста, полученные для цирконов с помощью уран-свинцового изотопного датирования, как возраст анортозитов. Уран-свинцовым изотопным датированием цирконов установлено, что возраст анортозитов Новомиргородского массива равен $1750,2 \pm 0,9$ млн.лет, а Смилянского – $1752,8 \pm 6,5$ млн.лет. На основании изотопного состава стронция в апатите ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7069$) и наличия реликтовых ядер внутри кристаллов циркона делается вывод о нижнекоровом источнике этих анортозитов.

კორსუნ-ნოვომირგოროდის პლუტონის (უკრაინის ფარი) გაბროიდების ცირკონის კრისტალოგენეზის და ასაკი. ტ.დოვბუში, ლ.სტეპანიუკი, ე.შესტოპალოვა. უკრაინის სახელმწიფო გეოლოგიურ-საძიებო ინსტიტუტი. ავტოზავოდსკაია ქ. 78 ა, კ.იევი. (Lennik2008@ukr.net)

ოპტიკური და ელექტრონული მიკროსკოპიის მეთოდებით შესწავლილია კორსუნ-ნოვომირგოროდის პლუტონის ორი დიდი მასივის ანორთოზიტებიდან კრისტალების ანატომია და ცირკონებში ჩანართების შემადგენლობა. ცირკონის კრისტალის შუაგულში ჩანართების სახით გამოვლენილია პიროქსენები, მინდვრის შპატები, ილმენიტი, აპატიტი და კვარცი, რაც გვაძლევს საშუალებას ვივარაუდოთ ცირკონის გვიანმაგმატური კრისტალიზაცია და ურან-ტყვიის იზოტოპური დათარიღების საშუალებით ცირკონებისთვის მიღებული ასაკები ჩაითვალოს როგორც ანორთოზიტების ასაკი. ცირკონების ურან-ტყვიის იზოტოპური დათარიღებით დადგენილია რომ ნოვომირგოროდის მასივის ანორთოზიტების ასაკია $1750,2 \pm 0,9$ მლნ.წელი ხოლო სმილიანსკის – $1752,8 \pm 6,5$ მლნ.წელი. აპატიტში სტრონციუმის იზოტოპური შემადგენლობის ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7069$) და ცირკონის კრისტალებში რელიქტური ბირთვების არსებობა გვაძლევს საფუძველს გამოვთქვათ მოსაზრება ამ ანორთოზიტების ქვექერქულ წყაროზე.

The Crystallogeny and Age of Zircon from the Gabbroids of the Korsun-Novomirgorod Pluton (Ukrainian shield). T.I. Dovbush, L.M. Stepaniuk, E.E. Shestopalova. Ukrainian State Institute of Geological Survey. Avtozavodskaja st. 78A, Kiev, (Lennik2008@ukr.net)

By the methods of optical and electronic microscopy, the anatomy of crystals and structure of the inclusions in zircons from anorthosites of two large massifs of the Korsun-Novomirgorodsky pluton have been studied. In the middle of zircon crystals in a form of inclusions are revealed pyroxenes, feldspars, ilmenite, apatite and quartz that allows to assume the late magmatic crystallization of zircon and to interpret the digital values of the age received for zircons using the uranium-lead isotope dating, as the age of anorthosites. According to uranium-lead isotope dating of zircons it is established, that the anorthosites of the Novomirgorodsky massif are dated as $1750,2 \pm 0,9$ million years, and that of the Smiljansky massif as $1752,8 \pm 6,5$ million years. Based on isotope composition of strontium in apatite ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7069$) and presence of relict cores in zircon crystals there is drawn a conclusion about the lower crustal source of these anorthosites.

Введение. Геологами всего мира последние два десятилетия пристальное внимание уделяется проблеме образования габбро-анортозит-рапакиви-гранитных комплексов, что связано с их потенциальной металлоносностью. Значительный вклад в современное понимание природы этой ассоциации был внесен благодаря применению изотопного датирования. Надежные геохронологические данные позволяют выполнять корреляции магматических процессов как на региональном, так и на глобальном уровне. Достигнутая точность уран-свинцового датирования, с ошибкой порядка 1-2 млн.лет (на уровне 2σ), позволяет расшифровать временную последовательность формирования этих комплексов (Верхогляд, 1995), что накладывает определенные ограничения на петрологические модели.

На Украинском щите породами габбро-анортозит-рапакиви-гранитных комплексов сложены два крупных плутона: Коростенский и Корсунь-Новомиргородский. Геохронология Коростенского плутона изучена (Верхогляд, 1995) сравнительно детально, тогда как для породного

комплекса Корсунь-Новомиргородского имеются всего две надежные изотопные даты, именно поэтому нами начато геохронологическое изучение последнего.

Корсунь-Новомиргородский плутон (площадью больше 5000 км²) расположен в северной части Ингульского мегаблока УЩ. Плутон внедрен преимущественно в нижнепротерозойскую толщу глиноземистых гнейсов ингуло-ингулецкой серии, мигматизированную гранитами Кировоградского типа и лишь в южной части контактирует с порфиридовидными гранитами Новоукраинского массива.

Породы Корсунь-Новомиргородского комплекса представляют собой сложные магматические образования, представленные основной, кислой и щелочной группами. Наибольшее распространение имеют граниты (75-80%), при подчиненном развитии основных (10-15%) и весьма незначительном – щелочных (3-5%).

Кислые породы – граниты группы рапакиви – образуют два крупных массива – Корсунь-Шевченковский и Шполянский, разделенные между собой телами пород основного состава. Центральные части массивов слагают обычно крупноовоидные граниты рапакиви, сменяясь к периферии среднеовоидными, а вблизи контакта с основными породами они часто переходят в мелко- и безовоидные разновидности (рапакивиподобные граниты).

Породы основного состава представлены анортозитами, габбро-норитами, габбро, норитами, оливиновыми норитами, значительно меньше распространены троктолиты, пироксениты, перидотиты. Они образуют в составе плутона ряд массивов площадью до 700 км² (Новомиргородский, Смелянский, Городищенский, Маловисковский, Междуреченский) и ряд более мелких тел. При этом более половины выходов основных пород приходится на анортозиты и около четверти – на габбро-анортозиты. Ряд исследователей (Петрология..., 1990) полагают, что все они являются фрагментами некогда единого крупного массива, расчлененного впоследствии внедряющимися гранитоидами на разобщенные тела.

Основные породы (анортозиты) характеризуются весьма выдержанным набором породообразующих минералов, среди которых присутствует оливин (ед. зерна – 2%), моноклинный пироксен (ед. зерна – 3%), ортопироксен (чаще всего в виде ламелей ферропижонита), плагиоклаз (преобладает от №45 до №50, редко 55, иногда №35-49). Кроме того, в анортозитах практически всех массивов наблюдается небольшое количество калиевого полевого шпата и кварца, расположенных в интерстициях. При увеличении количества темноцветных минералов анортозиты переходят в габбро-анортозиты без изменения качественного состава. Рудные минералы представлены ильменитом, сульфидами. Из аксессуарных минералов наибольшим распространением пользуется апатит, в меньших количествах встречается циркон.

Ранее уже предпринимались попытки определения возраста магматических образований массива датированием цирконов уран-свинцовым методом. Для цирконов из гранита рапакиви получен возраст 1952 ± 12^1 млн.лет (Геохрон..., 1989), а из анортозита Городищенского массива – 1721 ± 23 млн.лет (Щербак и др., 1995). Весьма неожиданный результат получен для цирконов из аплито-пегматоидного гранита – 1842 ± 85 млн.лет (Щербак, Бартницкий, 1995). Еще менее надежные результаты получены (Щербак, Бартницкий, 1995) для цирконов из монцонита, для которых оказалось возможным рассчитать возраст (1756 ± 14 млн.лет.) лишь введя условие, что изотопная система была нарушена в недалеком прошлом.

Нами уран-свинцовым изотопным методом датированы цирконы из анортозитов Новомиргородского и Смелянского массивов.

Методика изотопных исследований. Пробы массой 15-20 кг каждая предварительно измельчались до 1 мм в лаборатории обогащения ИГМР НАН Украины. Мономинеральные фракции циркона и апатита выделялись из серого шлиха с использованием стандартных методик разделения в тяжелых жидкостях и электромагнитной сепарации.

Предварительное минералогическое изучение циркона и отбор кристаллов на анализ выполнялись с использованием бинокулярного микроскопа. Для изучения анатомии кристаллов циркона и состава включений цирконы были имплантированы в эпоксидную смолу и после ее отвердевания были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины с помощью абразивных паст. Приготовленные препараты последовательно были изучены методами оптической (МБС-9) и электронной (РЕМ-6 И) микроскопии. Состав включений определялся рентгеноспектральным микрозондовым анализом с помощью растрового электронного

¹ Здесь и далее ошибки определения возраста приведены с доверительной вероятностью 95% (2 σ)

микроскопа РЕМ-6И (производитель ОАО “СЕЛМИ” г.Сумы), оснащенного энергодисперсионным спектрометром в лаборатории прецизионных аналитических исследований УкрГГРИ.

Химическая подготовка проб для масс-спектрометрического анализа детально описана в монографии Н.П.Щербака и др. (Геохрон., 1989). Изотопный состав урана и свинца для определения содержаний урана, свинца и изотопного состава свинца выполнен на 8-коллекторном масс-спектрометре МИ-1001 АТ (производитель ОАО “СЕЛМИ” г.Сумы) в лаборатории прецизионных аналитических исследований УкрГГРИ. В качестве стандарта использован циркон ИГМР-1 (Бартницкий и др., 1995). Концентрации урана и свинца, а также изотопные отношения рассчитывались с использованием программы PD DATE (Ludwig, 1989). Расчет уравнения линии регрессии и цифровых значений возрастов выполнен с помощью программы ISOPLOT (Ludwig, 1990).

Минералогия циркона. Циркон в обеих пробах анортозитов наблюдается в виде хорошо ограненных призматических, реже длинно-призматических, слегка уплощенных прозрачных кристаллов. Цирконы в основном светло-розовые, изредка встречаются кристаллы коричнево-розового и розово-коричневого цвета. Довольно много совершенно бесцветных кристаллов, а также кристаллов, имеющих слабые оттенки в зеленоватых тонах. Некоторые кристаллы слабо оранжевые и буроватые, вероятно, за счет вторичного окрашивания окислами железа. Грани кристаллов часто неровные, с разнообразными срастаниями с породообразующими минералами. Кроме срастаний, в середине кристаллов циркона наблюдается достаточно много включений минералов и их разнообразных сочетаний.

Микрозондовыми исследованиями состава включений в цирконах установлено несколько их типов, среди которых отмечаются как полиминеральные (преобладают) так и мономинеральные.

Первый тип включений по своему облику напоминает капли жидкости (расплава?), состоящие из нескольких фаз. Их структура пятнистая, потекообразная, жилообразная. Края отдельных фаз расплывчатые, не четкие. Такие включения состоят из пироксена и кварца, иногда с калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, редко с карбонатом.

Второй тип включений имеет округло-угловатые формы и резкие, четкие границы между минеральными фазами. Они состоят из кварца, ортопироксена, калиевого полевого шпата, реже отмечается плагиоклаз. В ортопироксенах таких включений хорошо различимы ламели клинопироксена. Такие включения иногда занимают всю центральную часть кристаллов, при этом циркон как бы обрастает включение.

Третий тип включений представляет “каналы” различной величины и формы, заполненные кварцем и калиевым полевым шпатом либо одним из этих минералов. Такие включения иногда образуют целые системы каналов.

Четвертый тип включений представлен отдельными субидiomорфными зернами минералов. Среди таких включений встречаются ортопироксен, апатит и игловидные зерна ильменита.

Таким образом, состав включений и прежде всего наличие кварца, позволяет с достаточной уверенностью предполагать позднемагматическую кристаллизацию циркона.

В отдельных кристаллах под оптическим поляризационным микроскопом отмечаются реликтовые ядра более раннего циркона, характеризующиеся весьма низкими интерференционными окрасками. Отметим, что эти ядра под электронным микроскопом (режим BSE) практически неотличимы от позднемагматического циркона анортозитов, представленных в таких кристаллах оболочками.

Результаты. Аналитические результаты уран-свинцового изотопного датирования приведены в таблице и на рис. 1, 2. Ошибки изохронного возраста даются с 95%-ой доверительной вероятностью (2σ).

Возраст циркона анортозитов, по результатам уран-свинцового изотопного датирования (таблица), составляет $1750,2 \pm 0,9$ млн.лет (рис. 1) – Новомиргородский массив и $1752,8 \pm 6,5$ млн.лет (рис. 2) – Смелянский массив.

Для выяснения источника первичных магматических расплавов, за счет которых были сформированы основные породы плутона, нами изучен изотопный состав стронция в апатите из анортозита (Смелянский массив) – первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7069$, что наряду с наличием реликтов домагматического циркона свидетельствует о коровом, вероятнее всего нижнекором, источнике изученных основных пород.

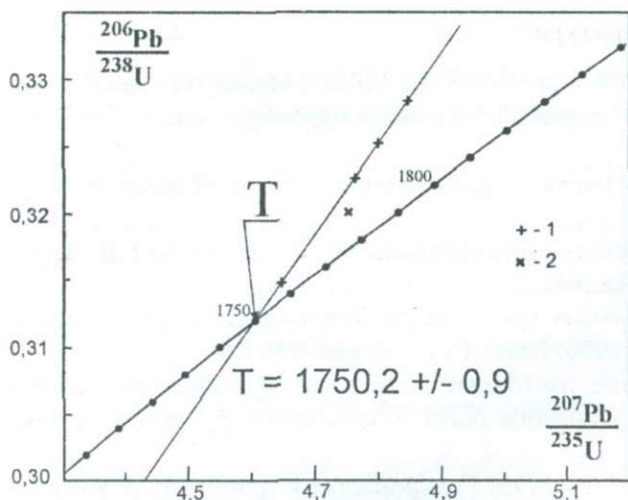


Рис. 1. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из анортозита Новомиргородского массива

1, 2 – фигуративные точки свинец-урановых отношений цирконов: 1 – без реликтовых ядер, 2 – с реликтовыми ядрами, при расчете изохроны не учитывались

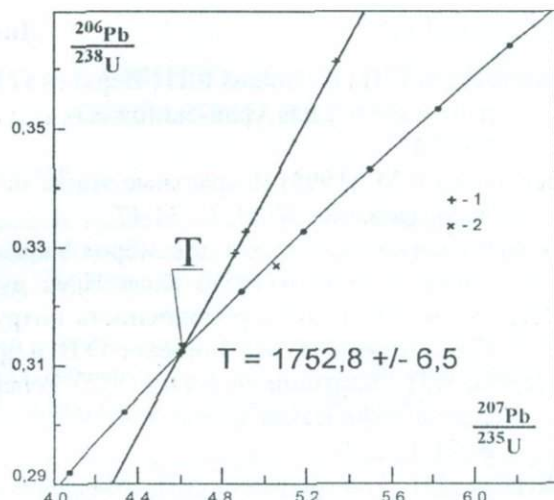


Рис. 2. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для цирконов из анортозита Смелянського массива

Таблица

Содержания урана, свинца и изотопный состав свинца в цирконах из анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона

Характеристика циркона	Содержание, ppm		Изотопные отношения					Возраст, млн. лет		
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба КН-1, анортозит, Новомиргородский массив										
белый	705,4	312,0	365	6,9262	2,8562	0,32830	4,8454	1830	1793	1749,7
Св-Р., прозрачный	264,5	145,7	131	4,7371	1,9506	0,32508	4,7995	1814	1785	1750,3
Р., не прозрачный*	231,1	94,22	677	7,8260	3,1606	0,32004	4,7509	1790	1776	1760,2
Св-Кор.	695,4	266,5	4000	9,0547	3,7812	0,32247	4,7589	1802	1778	1749,5
Св-Р., прозрачный	346,4	129,7	3250	8,9872	3,7779	0,31454	4,6437	1763	1757	1750,2
Проба КН-14-6, анортозит, Смелянський массив										
Св-Р., прозрачный, КПр*	151,8	57,97	2580	8,5135	4,2918	0,32674	5,0550	1822	1829	1835,5
Св-Р., прозрачный, Пр	142,7	53,43	5480	9,1166	4,7459	0,32871	4,8586	1832	1795	1752,4
Св-Р., прозрачный, Пр	186,3	66,45	4750	9,0769	4,6477	0,31171	4,6116	1749	1751	1754,1
Св-Р., Пр, с включениями	104,8	43,85	440	7,2448	3,6777	0,33220	4,9036	1849	1803	1749,9
Св-Р., прозрачный, Пр	149,2	62,17	3380	8,9823	4,4693	0,36120	5,3436	1988	1876	1754,0

Примечание: Св-Р. – светло-розовые; Р. – розовые; Св-Кор – светло-коричневые; КПр – коротко-призматические; Пр – призматические.

* – фракции циркона, в которых наблюдались реликтовые ядра, для расчета изохроны не использовались.

Таким образом, полученные данные о возрасте анортозитов – 1750-1752 млн.лет хорошо согласуются с возрастом цирконов из гранита рапакиви и позволяют предположить наличие реликтовых ядер в цирконах из монцонита и аплитогегматоидного гранита, что наряду с результатами наших исследований анатомии кристаллов циркона и изотопным составом стронция дает основание для вывода о нижнекоровом источнике габбро-анортозит-рапакиви-гранитной формации Корсунь-Новомиргородского плутона.

Литература

- Бартницкий Е.Н., Бибилова Е.Н., Верхогляд В.М. и др. (1995) ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых исследований //Геохимия и рудообразование. № 21. С. 164-167.
- Верхогляд В.М. (1995) Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона //Геохимия и рудообразование. № 21. С. 34-47.
- Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита /Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н. и др.(1989) Киев: Наук. думка. 144 с.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита /Есилчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др.(1990) Киев: Наук. думка. 236 с.
- Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н. (1995) Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита //Геохимия и рудообразование. № 21. С. 3-24.
- Щербак Д.Н., Пономаренко А.Н., Макаренко И.Д. (1995) Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита //Геохимия и рудообразование. № 21. С. 74-96.
- Ludwig K.R.(1989). Pb Dat for MS-DOS, version 1.06 //U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 542, № 88. P.40.
- Ludwig K.R.(1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0 //U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 557, № 88. P.38.

КАРТИРОВАНИЕ ПО КОЭФФИЦИЕНТУ КАЛИЕВОСТИ ЭОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АДЖАРА-ТРИАЛЕТИ

Г.И.Насидзе

Картирование по коэффициенту калиевоности эоценовых вулканогенных пород Аджара-Триалети. Г.И.Насидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Статистическая обработка данных калинатрового соотношения для вулканогенных пород региона выявила четыре кривые распределения K_2O/K_2O+Na_2O , равных 21, 35, 50 и 64% соответственно. На основании этих данных было проведено картирование исследованных вулканогенных пород.

აჭარა-თრიალეთის ეოცენური ვულკანოგენური ქანების კარტირება კალიუმთანობის კოეფიციენტის მიხედვით. განახივე საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

რეგიონის ვულკანოგენური ქანების კალი-ნატრიუმის შეფარდების მონაცემის სტატისტიკური დამუშავების შედეგად გამოვლენილია K_2O/K_2O+Na_2O განაწილების ოთხი მრუდი, ტოლი 21, 35, 50 და 64%, რის შედეგადაც ჩატარებულ იქნა რეგიონის საკვლევი ვულკანოგენური ქანების კარტირება.

Mapping According to Potassium Ratio in Eocene Volcanogenic Rocks of Achara-Trialeti. G.Nasidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

Statistical treatment of data on K-Na ratio in volcanogenic rocks of the region have established four distribution curves of K_2O/K_2O+Na_2O , respectively amounting to 21, 35, 50 and 64%. Owing to it mapping of the volcanogenic rocks of the region was carried out.

Химический состав изученных пород колеблется в широких пределах и характеризует ряд от базальтов до дацитов. В формировании вулканогенных пород Аджара-Триалети ведущую роль играли процессы дифференциации и связанные с ними химический состав пород и (подчёркнутую) поствулканические процессы.

Весьма информативная картина распределения фигуративных точек химизма пород получена нами при помощи треугольных диаграмм Х. Де-ля-Роша (1971), которые базируются на изучении теоретического распределения основных петрогенных компонентов в породах, выраженных соотношением MgO и Na_2O к сумме щелочей и магния в алюмосиликатах.

Сопоставление между собой приведенных данных по вулканогенным породам выделенных нами районов, несмотря на существенный разброс на диаграммах фигуративных точек и их отклонение от теоретической кривой, приходим к выводу, что химические составы изученных пород колеблются в широких пределах и характеризуют ряд от базальтов до дацитов.

В расшифровке распределения фигуративных точек весьма существенную коррекцию внесли нанесение дополнительных данных по процентам кали-натриевого соотношения, статистическая обработка которых для региона в целом выявила четыре кривые распределения K_2O/K_2O+Na_2O равных, соответственно, 21, 35, 50 и 64% (рис. 1).

Для восточной части региона намечается тенденция повышенного содержания натрия, характеристическая кривая которого располагается справа от теоретической кривой.

Весьма показательна диаграмма, характеризующая отмеченное соотношение для Боржомского района в целом, на которой четко выделяются два статистических максимума, расположенных симметрично по отношению к теоретической кривой, причем первый соответствует большему количеству Na_2O в породе и выражает химизм, в основном, Вашлованского сила.

Второй четко фиксируемый фактор – это увеличение содержания K_2O с востока на запад. Третий фактор включает изменения в соотношении K_2O/K_2O+Na_2O в зависимости от возраста пород, что фиксируется на примере анализа данных по Месхети (Аццури и Адигени).

Более детальное сравнение между собой приведенных данных (т.е. выделенных нами областей) позволяет отметить четкую взаимосвязь характера их вулканизма, что полностью совпадает с последующими данными о геологическом строении Аджара-Триалети (Лордкипанидзе, 1980).

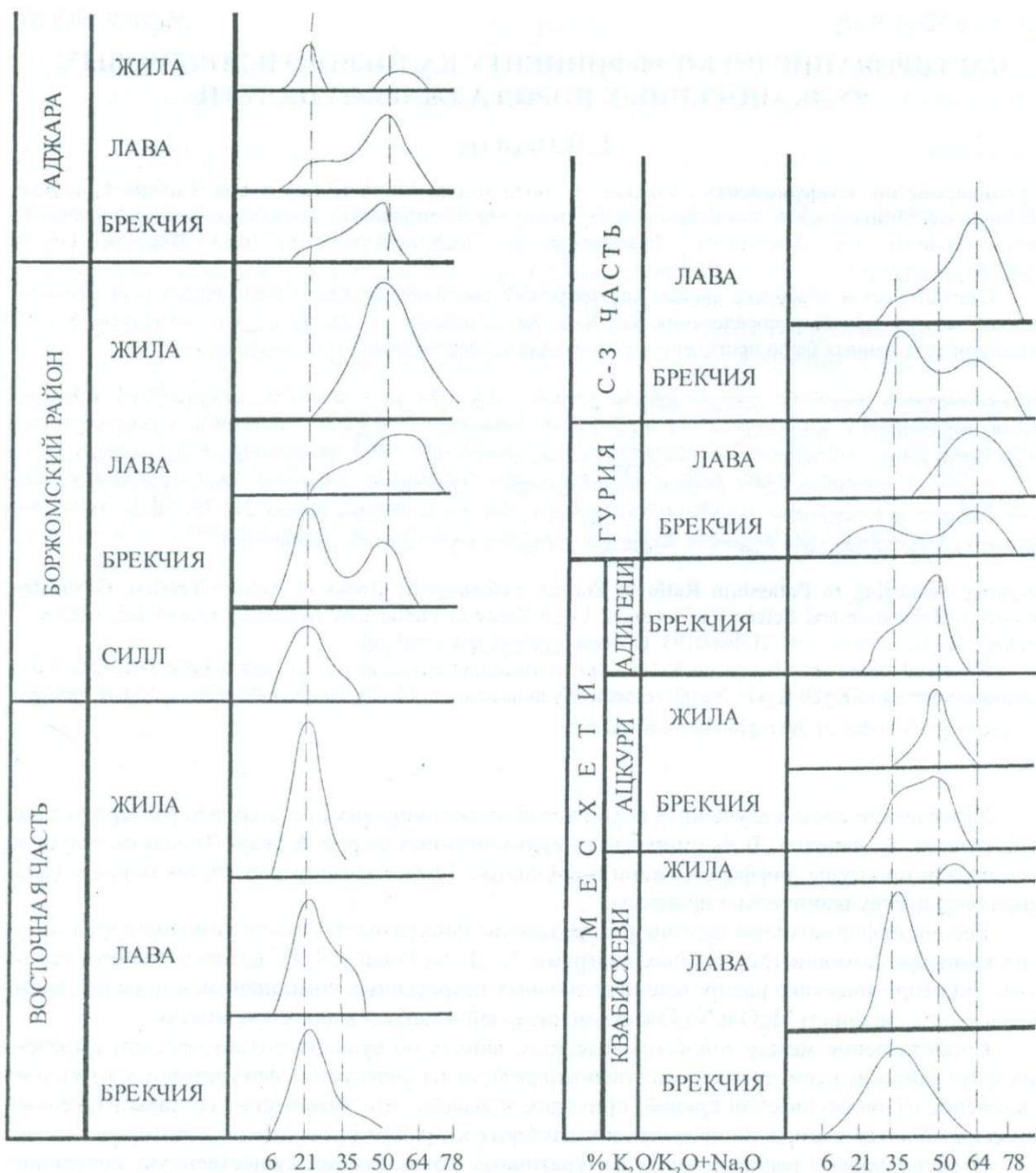


Рис.1. Гистограммы кали-натрового соотношения в вулканических породах Аджара-Триалети

Обращает на себя внимание натровый профиль начального вулканизма в регионе, что выражено приуроченностью 21%-ного уровня калия к восточной части и к южному борту шовной зоны региона, включая Аджарию.

В дальнейшем характер вулканизма для отмеченной полосы существенно сменяется на более калиевый, достигая 50%-ного рубежа, что, по-видимому, объясняется усилением режима растяжения шовной зоны Аджара-Триалети.

Несколько обособленный характер вулканизма присущ северо-западной части региона и Гурии, где отношение распределения фиксируется в пределах от 35 до 64% и соответствует наиболее растянутой и погруженной зоне Аджара-Триалетской системы.

Обращает на себя внимание характер соотношения калия к сумме щелочей для области Месхети, переходному типу вулканизма которого присущи черты как южного борта шовной зоны, так и северо-западной части региона, причем фигуративные точки химического состава пород южного и северного бортов Ахалцихской депрессии располагаются закономерно, соответственно, вдоль 35 и 50% изолинии кали-натрового соотношения.

Вышеприведенное исследование подтверждает, что при формировании вулканогенных пород Аджара-Триалети важную роль играли процессы дифференциации и связанные с ними изменения химического состава пород и (подчиненную) поствулканические процессы.

Вывод подтверждается анализом распределения фигуративных точек изученных пород на треугольной диаграмме "Породы в целом" Х. Де-ля-Роша (1971), где соотношение $Ca+Fe+Ti$ к алюминию свидетельствует о близком к теоретическому распределению отмеченных элементов в породах базальт-трахибазальт-дацитового ряда.

Малый разброс точек и их близкое расположение вдоль теоретической кривой также свидетельствуют о решающей роли процессов дифференциации в формировании вулканогенных пород, которые по своему характеру приближаются к среднестатистическим разностям. Однако поствулканические процессы являются обязательными спутниками вулканизма, которые с той или иной интенсивностью встречаются и в породах Аджара-Триалети. Согласно В.И.Гугушвили (1980), здесь наиболее широким распространением пользуются пропилиты, вторичные кварциты и аргиллиты.

В свете сказанного намечается весьма интересная картина распределения вулканогенных пород вдоль латеральной пространственной плоскости (рис. 2). Бросается в глаза асимметричное расположение зон статистического распределения K_2O по отношению к северному борту Аджара-Триалетской складчатой системы, а также совпадение отмеченных зон со стратиграфическими и тектоническими границами.



Рис. 2. Картирование вулканогенных пород Аджара-Триалети согласно данным калий-натриевого соотношения. Условн. обознач.: 1 - граница между зонами; 2 - тектонические нарушения; 3 - ось антиклинали

Сказанное требует подтверждения большим фактическим материалом, однако общая схема осадконакопления в рифтовой зоне Аджара-Триалети может быть представлена в следующей последовательности: в начальной стадии распределения рифтовой зоны образовались породы существенно натриевого состава и первый цикл вулканической деятельности завершился осадконакоплением с 50% содержанием калий-натриевого соотношения; в этом случае второй цикл вулканической деятельности начался с образования пород с 35% содержанием калиевого и завершился в более растянутой части рифтовой зоны образованием существенно калиевых трахибазальтов.

Еще более детальную картину распределения K_2O/K_2O+Na_2O выявляют гистограммы, построенные для отдельных пород (брекчии, лавы, секущие) отдельно (см. рис. 1). Четко фиксируется, например, низкое содержание калия в породах восточной части региона в брекчиях и силе Боржомского района и, отчасти, в брекчиях Месхети, лавых и секущих тел Аджарии.

Для южной полосы Аджара-Триалети, как уже отмечалось, характерно наличие группы пород, для которых наиболее часто встречаемая величина распределения калия находится в пределах 50% и распространены они во всех породах Боржомского района, ацкурской и адигенской свит и в большей части Аджарии.

Обособленный ряд пород в отношении K_2O/K_2O+Na_2O представляют вулканыты, распространенные на территории северо-западной части и в Гурии. Здесь гистограммы распределения калиевого содержания находятся преимущественно в пределах 64%, что характерно для лавового комплекса Гурии, а для брекчии и лавовых покровов северо-западной части на гистограммах отме-

чается наличие двух пиков (35% и 64%), свидетельствующих о присутствии переходных зон между отмеченными частями Аджаро-Триалетской системы.

Интерес представляет распределение калия в породах собственно Месхетской зоны (северный борт Ахалцихской депрессии), примыкающей к вулканитам северо-западной части региона. Здесь вдоль ширового разлома (т.н. абастуманского) располагаются породы с 35% содержанием кали-натрового соотношения, что, видимо, находит отражение в смене фаций.

Детализируя анализ полученных данных, нам представляется, что выделенные М.Б.Лордкипанидзе (1980) три комплекса формирования вулканогенных пород Аджара-Триалети, согласно рис. 1 и 2, разбиваются условно на два больших цикла, каждый из которых начинается существенно натриевым вулканизмом и заканчивается существенно калиевым. Соответственно, первый этап характеризуется колебанием состава пород от 21 до 50%, а второй от 35 до 64%.

По всей вероятности, второй комплекс формирования пород, который отсутствует в восточной части региона, по нашей схеме соответствует концу первого и началу второго циклов вулканизма, тем более, что базальты II дифференцированного комплекса, сформированного в период ослабления растяжения, согласно данным М.Б.Лордкипанидзе (1980), характеризуются повышенным содержанием K_2O по сравнению с базальтами I и, в отличие от наших данных, III комплексов.

Общая картина расположения выделенных нами зон и допущение шарьирования Аджара-Триалети на Грузинскую глыбу (Башалеишвили и др., 1982; Башалеишвили, 1981, 1986; Салуквадзе, 1993), создают впечатление, что регион, возможно, является основной частью складчатой системы с размытой в постпалеогеновое время северной фронтальной полосой.

Литература

- Башелеишвили Л.В. (1981) Тектоника полосы сочленения Аджара-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Башелеишвили Л.В., Бутман В.С., Гамкрелидзе И.П. (1982) О характере сочленения Аджара-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива // ДАН СССР. Т.266. №1 С.102-110.
- Башелеишвили Л.В. (1986) Тектоника полосы сочленения Аджара-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы. Автореф. кандидат. дисс. Тбилиси. 25 с.
- Гугушвили В.И. (1980) Поствулканический процесс в древних островных дугах и интрадуговых рифтах // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 68. 182 с.
- Де ля Рош Хьюберт (1971) Геохимическая характеристика областей метаморфизма: признаки и доказательства их дометаморфической истории // Сб. ст. I Меж. геохим. конгресс. Т.3. Кн. I. С. 263-291.
- Лордкипанидзе М.Б. (1980) Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента средиземноморского складчатого пояса // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 69. 162 с.
- Салуквадзе Н.Ш. (1993) Стратиграфия полеоцена и эоцена южного склона Большого Кавказа и Закавказского межгорного прогиба (Грузия). Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. 38 с.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ТИПОМОРФИЗМ ПИРОКСЕНОВ ВУЛКАНИТОВ АДЖАРА-ТРИАЛЕТИ

Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани

Условия минералообразования и типоморфизм пироксенов вулканитов Аджара-Триалети Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Сделана попытка восстановления палеотемператур и давлений минералообразования пироксенов из вулканитов Аджара-Триалети на основании компьютерной версии известных термодинамических расчетов Клодые, Курепина и др. Установлено, что для мономинеральных (диопсид, эндиопсид, авгит, диопсид+ромб. пироксен) пироксенов из палеогеновых вулканогенных образований Аджара-Триалети палео P-T условия восстанавливаются, соответственно, в пределах 3,2 – 16,2 кбар и 895°C до 1340°C.

აჭარა-თრიალეთის ვულკანოგენების პიროქსენების წარმოშობის პირობები და ტიპომორფიზმი. გ.ნასიძე, რ.ახვლედანი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

მოცემულია აჭარა-თრიალეთის ვულკანოგენების პიროქსენების მინერალწარმოქმნის პალეო ტემპერატურების და წნევების აღდგენის ცდა კლოდიეს, კურეპინის და სხვ. ცნობილი თერმოდინამიური გადათვლების კომპიუტერული ვერსიების საფუძველზე. აჭარა-თრიალეთის ვულკანოგენური წარმონაქმნების მონომინერალური პიროქსენების (დიოფსიდი, ენდიოფსიდი, ავგიტი, დიოფსიდი+რომბ. პიროქსენი, ენდიოფსიდი+რომბ. პიროქსენი და ავგიტი+რომბ. პიროქსენი) პალეო P-T პირობები დგინდება შესაბამისად 3.2-16.2 კბარ და 859°C-დან 1340°C-მდე ფარგლებში.

Conditions of Mineral Formation and Typomorphism of Pyroxenes of Achara-Trialetian Volcanites. G.Nasidze, R.Akhvlediani. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

In the work has been made an attempt of recovering paleotemperature and pressure of mineral formation of pyroxenes from Achara-Trialetian volcanites with the account of computer versions of the known thermodynamic estimations by Klodie, Kurepin et al. Have been determined that for the monomineral (diopside, enstatite-diopside, augite, diopside+orthorhombic pyroxene, enstatite-diopside+orthorhombic pyroxene and augite+orthorhombic pyroxene) pyroxenes from the Paleogene volcanogenic formations of Achara-Trialetian the paleo P-T conditions respectively fall within 3,2 - 16,2 kilo bar and 895°C - 1340°C.

Типоморфизм главнейших породообразующих минералов имеет глобальное значение, ибо позволяет, с одной стороны, восстанавливать условия формирования минералов и соответственно вмещающих их пород, с другой – коррелировать между собой различные по генезису и возрасту геологические формации.

Исследованию подвергали пироксены из палеогеновых вулканогенных пород Аджара-Триалетской складчатой зоны.

В минералогических исследованиях (Mercier, 1976; Lindsley, Dixon, 1976; Wels, 1977; Глебовицкий и др., 1972; Фонарева и др., 1979 и др.) сделана попытка установления зависимости состава минералов от температуры и давления.

Некоторые исследователи пироксенов в диопсид-энстатитовой системе ведущим компонентом, реагирующим на температуру, считают воластонитовый минал (Mercier, 1976), другие же пытаются установить взаимосвязь интенсивных параметров минералообразования с железистостью (Wels, 1977; Глебовицкий и др., 1972; Фонарева и др., 1979). Следует упомянуть также диаграмму Kushiro (1965), на которой приводится зависимость количества молекулы Чермека от давления, а также диаграмму Л.Л.Перчука и др. (1976), отражающую распределение диопсидового и энстатитового компонента в равновесной системе клинопироксен-ромбический пироксен в зависимости от температуры минералообразования.

В отмеченном аспекте особо необходимо отметить обобщающие работы Курепина и Клодые, в которых приведен суммарный анализ существующей на данный момент проблемы.

На рис. 1 и 2 нами приводятся гистограммы распределения палеотемператур и давлений, рассчитанных по методу Клодые, в котором дополнительно использовано перераспределение воластонитового и роговообманкового минералов в диопсид-инстатитовой кристаллохимической системе.

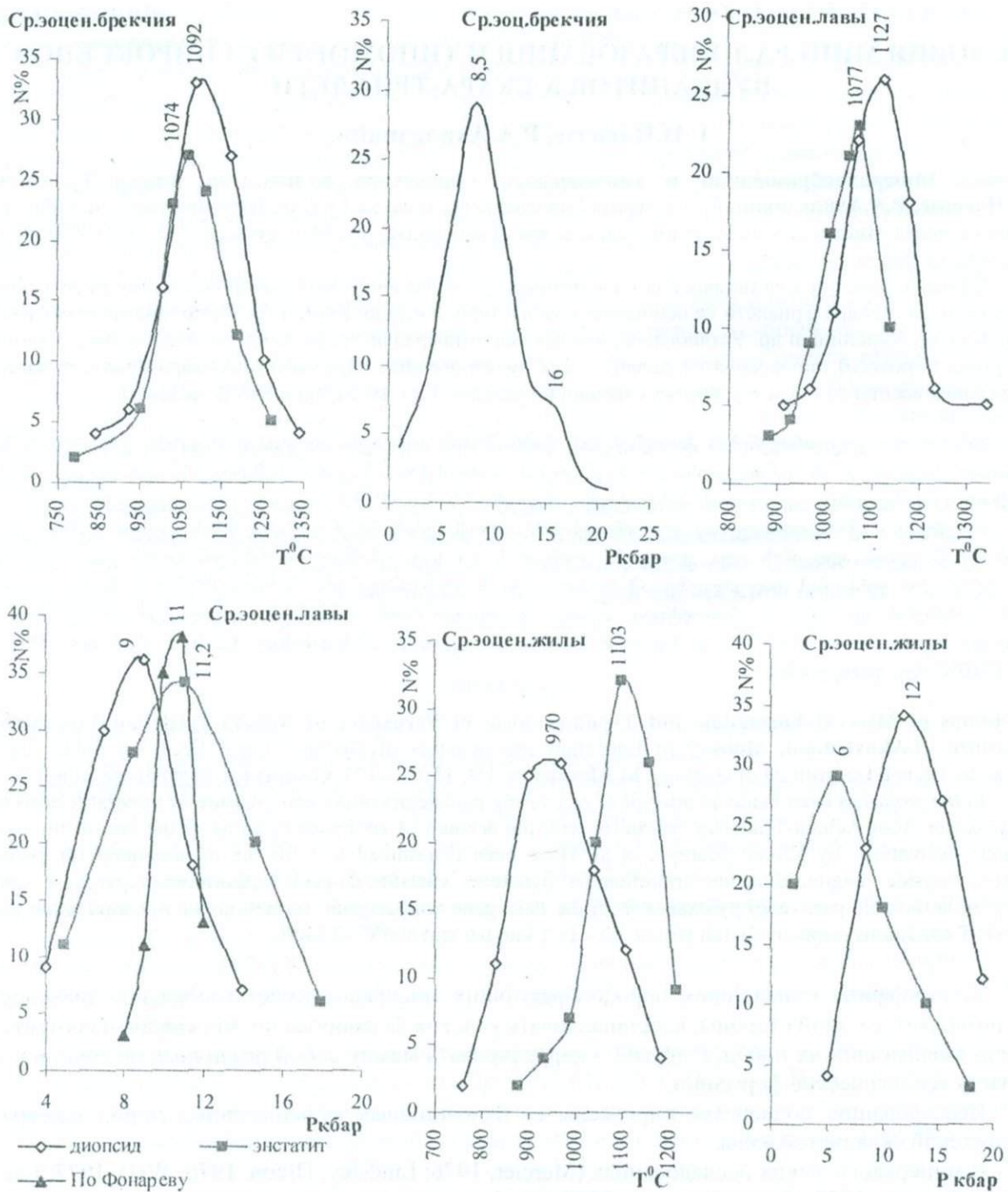


Рис. 1. Палеотемпературы и давления минералообразования пород по пироксеновым миналам

Учитывая в целом валовый характер химического состава пироксенов из среднеоценовых вулканитов (см. рис. 1), можно сделать вывод, что для моноклинных пироксенов диопсидового ряда расчеты палеотемператур и давлений по волластонитовому и энстатитовому миналам практически совпадают, свидетельствуя о гомогенных условиях кристаллизации. В качестве примера сошлемся на данные по брекчиям и лавам (см. рис. 1), причем дополнительные расчеты давлений по Фонареву (1979) для пироксенов из лавового комплекса подтвердили, в пределах точности метода, размерность искомым величин. Определенный интерес представляют аналогичные расчеты, проведенные для пироксенов из жильных образований, для которых отмечается существенный разброс данных в пределах 130°C , что можно объяснить смешанным валовым составом исходных образцов пироксенов, связанные, по всей вероятности, с условиями минералообразования. В целом, анализируя данные гистограмм на рис. 2, использованный метод Клодые позволяет выявить определенную термодинамическую последовательность формирования вулканитов Аджара-Триалети.

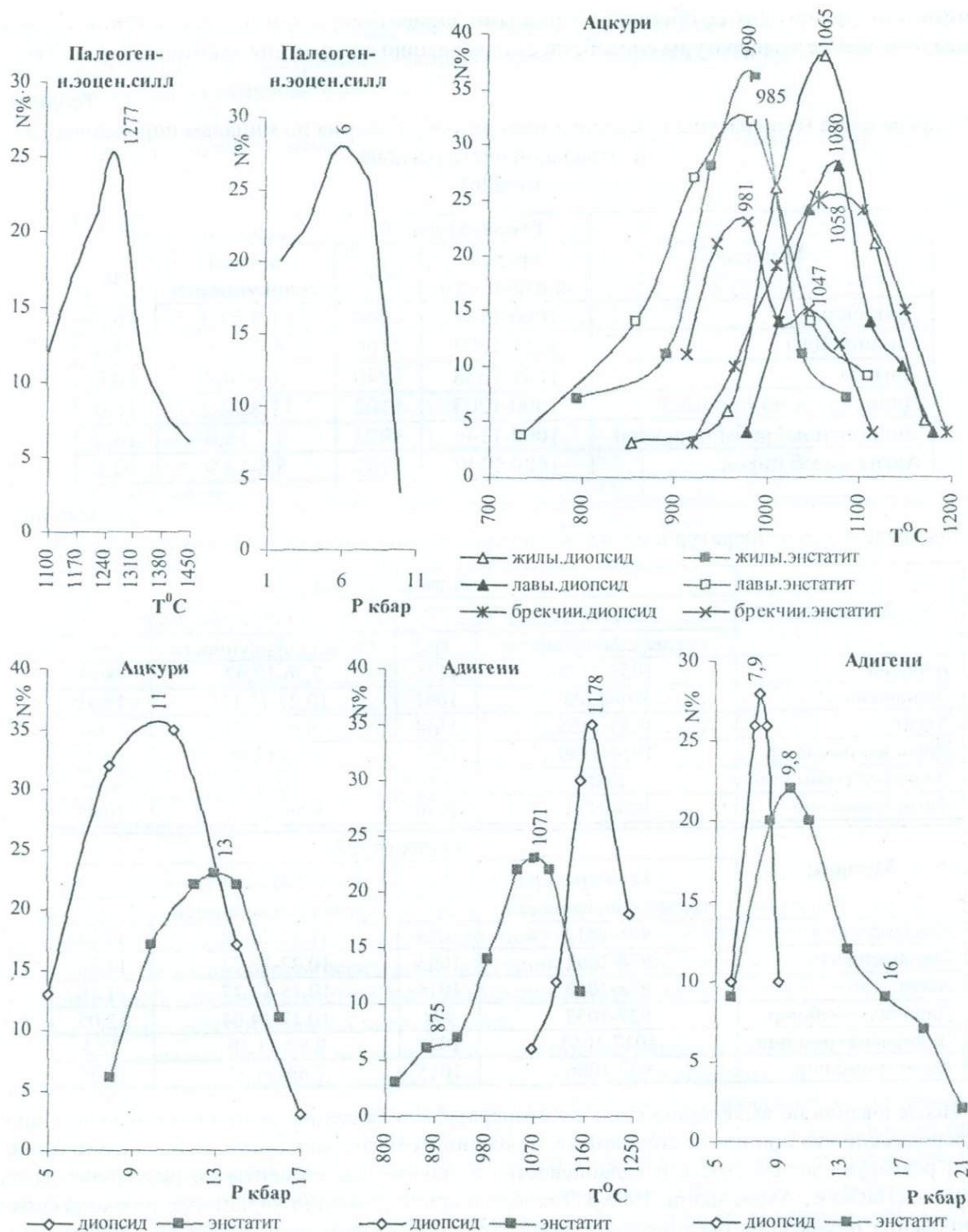


Рис. 2. Возрастная последовательность изменения палеотемператур и давлений минералообразования пород по пироксеновым миналам

Более детальные сведения перераспределения Т-Р условий образования установленных нами разновидностей пироксенов из вулканитов Аджаро-Триалети были получены методами Wels (1977), Mersier (1976) и Фонарева с соавторами (1979). Данные суммированы в табл. 1, 2, и 3.

Установлено, что поведение алюминия зависит как от температуры, так и от состава боковых пород. Например, пироксены северо-западной части проявляют тенденцию, аналогичную пироксенам Аджарии и Гурии, т.е. с увеличением температуры уменьшается количество алюминия. Однако вышеотмеченная тенденция сохраняется лишь до определенного уровня ($T=1050^{\circ}\text{C}$), далее же, с последующим повышением температуры усиливается процесс ассимиляции боковых пород: магма частично или полностью расплавляет вмещающие породы и, со-

ответственно, происходит ее обогащение разными элементами, в том числе алюминием. Дальнейшее повышение температуры способствует повышению содержания алюминия в расплаве.

Таблица 1

Распределение температуры и давления минералообразования по миналам пироксенов из центральной части региона (n=226)

Миналы	Температура, °C		Давление, кбар	
	предел совокупности	ср.	предел совокупности	ср.
Диопсиды	1000-1181	1068	11,8-21,1	16,5
Эндиоопсиды	1111-1303	1160	8,7-18,0	13,4
Авгиты	1141-1338	1240	5,6-14,9	10,3
Диопсид+ромб.пироксен	1000-1203	1102	11,8-21,1	16,0
Эндиоопсиды+ромб.пироксен	1000-1144	1072	8,7-18,0	14,2
Авгит+ромб.пирок.	1089-1340	1183	5,6-14,9	10,8

Таблица 2

Распределение температур и давления минералообразования по миналам пироксенов

Миналы	Аджара (n=20)			
	Температура, °C		Давление, кбар	
	предел совокупности	ср.	предел совокупности	ср.
Диопсид	1052-1178	1115	7,56-10,92	9,00
Эндиоопсид	979-1208	1091	10,27-12,13	11,12
Авгит	1133-1155	1144	9,06-6,13	7,60
Диопсид+ромб.пир.	1014-1199	1032	9,10-11,99	10,35
Эндиоопсид+ром.пир.	1086	1086	9,74	9,74
Авгит+ромб.пир.	974-1151	1070	8,56-12,73	10,34
Миналы	Гурия (n=27)			
	Температура, °C		Давление, кбар	
	предел совокупности	ср.	предел совокупности	ср.
Диопсид	976-1017	1003	11,31-12,52	11,82
Эндиоопсид	974-1052	1005	10,27-12,72	11,78
Авгит	978-1052	1016	10,15-12,27	11,10
Диопсид+ромб.пир.	927-1052	994	10,17-14,04	12,05
Эндиоопсид+ром.пир.	1017-1053	1041	9,99-11,10	7,53
Авгит+ромб.пир.	927-1086	1015	9,69-14,02	11,59

Исследования по выявлению влияния температуры и давления на состав изученных пироксенов показали, что при почти стандартном значении их магнезиальности на изменение температуры реагирует железистость и кальциевость, остальные же элементы не реагируют на их изменение (Насидзе, Ахвледиани, 1985₂). Такой тип кристаллизации характерен для хода фракционирования пироксенов океанических базальтов, при котором происходит резкое уменьшение содержания волластонитовой молекулы за счет ферросилита, при постоянном количестве MgSiO₃, тогда как пироксенам континентальной оливин-базальтовой формации свойственно увеличение железистости за счет магния при постоянном количестве кальция.

При кристаллизации определенную роль играет парциальное давление кислорода, определяющее степень окисленности железа в пироксенах. Зафиксировано, что во время формирования силловых тел парциальное давление кислорода было невысоким, о чем свидетельствует повышенное содержание в них геденбергитового компонента. Кроме того, количество окисного железа в какой-то степени является также индикатором количества летучих в магме (Кочкин и др., 1976). На этом основании мы допускаем, что наиболее "сухими" были расплавы, давшие пластовую жилу, а обогащенные летучими расплавы образовывали секущие пирокластолиты жилы (Насидзе, 1978).

Сравнивая между собой данные по температуре и давлению минералообразования, измеренные по методу Mersier (1976) (см. табл. 1-3) заметим, что пироксены восточной части, в ос-

новном, более высокотемпературные, чем остальные пироксены региона, но отмеченная закономерность нарушена в центральной части, в отдельных случаях здесь кристаллизуются высокотемпературные эндиопсиды и авгиты.

Таблица 3

Распределение температур и давления минералообразования по миналам пироксенов

Миналы	Восточная часть (n=30)			
	Температура, °C		Давление, кбар	
	предел совокупности	ср.	предел совокупности	ср.
Диопсид	1128-1275	1179,0	5,51-6,53	6,02
Эндиопсид	947-1085	1028,0	9,19-12,43	10,63
Авгит	942-1218	1095,8	5,26-13,04	8,50
Эгирин	-	-	-	-
Эгирин-диопсид	-	-	-	-
Мон.амп+ромб.пир.	1052-1139	1094,2	6,93-10,37	8,88
Ром.пир+мон.пир.	1083-1139	1116,5	4,37-10,42	8,44
Ром.пироксен	1121-1225	1116,5	3,25-9,58	6,25
Ром.пир+амфибол	1104,0	1104,0	6,24	6,24
Миналы	Северо-западная часть (n=41)			
	Температура, °C		Давление, кбар	
	предел совокупности	ср.	предел совокупности	ср.
Диопсид	859-978	918,5	12,69-16,17	14,23
Эндиопсид	925-1086	995,4	9,53-14,13	12,00
Авгит	1017-1052	1034,5	10,33-11,19	10,76
Эгирин	928,0	928,0	13,89	13,89
Эгирин-диопсид	975-1052	1005,5	9,89-12,64	11,49
Мон.амп+ромб.пир.	976-1086	1041,5	9,70-12,52	10,69
Ром.пир+мон.пир.	924-976	949,8	12,48-14,18	13,38
Ром.пироксен	859-1086	1008,5	9,53-16,17	11,60
Ром.пир+амфибол	-	-	-	-

Пироксены северо-западной части региона кристаллизовались при самых низких температурах. Пироксены из Аджарии и Гурии, а также из центральной части региона (за редким исключением), в основном, представлены промежуточными температурами, причем пироксены из Аджарии более высокотемпературны, чем гурийские. В заключение отметим, что температура минералообразования с востока региона постепенно уменьшается и достигает своего минимума в породах северо-западной части региона.

Из минералов пироксенов самыми высокотемпературными в основном являются авгиты, далее следуют эндиопсиды, диопсиды и, нередко, диопсиды и андиопсиды.

Прямые методы расчета давления минералообразования пироксенов отсутствуют, хотя исследователи Mersier (1976), и Курепин (1981) используют расчеты для определения примерных величин общего давления, давших результаты в пределах 6-16 кбар, причем зависимость между давлением и температурой выявляет, как уже отмечалось для пироксенов, обратную тенденцию. Этот факт находится в соответствии с существующими экспериментальными и теоретическими представлениями (Кадик, 1974; Уайли, 1980), согласно которым при наличии в расплаве воды 0,1-0,5 вес.%, формирование пород базальтового ряда происходит в P-T условиях, при которых с ростом давления воды, температура плавления уменьшается, проходя через минимум при 15-25 кбар.

Как было отмечено выше, исследователи вулканогенных пород обычно имеют дело с суммарным продуктом интрателлурической и эффузивной стадий кристаллизации расплава (Остроумова и др., 1976), где существенное влияние на формирование пород и минералов оказывает ход кристаллизации (Куно, 1964). Изученные мономинеральные фракции пироксенов являются суммарным продуктом обеих стадий кристаллизации и отвечают минералам как основной массы, так и вкрапленникам.

Выборки сгруппированы следующим образом: 1) восточная и северо-западная часть региона – окраинные регионы области; 2) центральная часть, куда вошли пироксены Боржомского района и Месхети; 3) Аджара и Гурия (см. табл. 1-3).

При сопоставлении данных коррелятивного анализа химических элементов пироксенов получены интересные результаты. В частности, установлены резкие коррелятивные различия между совокупностями пироксенов, принадлежащих андезитам и базальтам, что свидетельствует о существенной роли химического состава материнской породы (см. табл. 3) в формировании минерала.

Прослеживается зависимость парагенезиса от скорости остывания: при медленном протекании процесса образуются чистые мономинеральные разновидности (интрателлурическая стадия), при быстром охлаждении – индивиды со структурой закалки, для которой характерно присутствие одновременно как моноклинной, так и ромбической фаз (эффузивная стадия).

Ход кристаллизации минералов прослежен на основе распределения содержания кремнезема и магнезиальности, с помощью которых определена степень раскристаллизованности пород, т.е. кристаллизационная дифференциация разных типов пород, а также выявлены определенные закономерности их размещения в зависимости от состава пород и времени затвердения (см. табл. 3).

Анализ диаграмм (см. рис. 3) показал, что с повышением содержания в расплаве кремнезема повышается коэффициент затвердевания, иными словами, чем больше кремния в расплаве, тем раньше и интенсивнее происходит кристаллизация пироксенов. На диаграмме представлены три кривые, которые наклонены относительно абсциссы под разными углами. На нижней кривой располагаются диопсиды, а на средней – авгиты. Что касается третьей линии, то она объединяет как моноклинные (эндиопсиды), так и ромбические и двупироксеновые разновидности (ромбический пироксен+эндиопсид). Аналогичные диаграммы были построены для пироксенов северо-западной части региона, но ввиду однородности вулканизма и, соответственно, пироксенов было получено скопление фигуративных точек без определенной закономерности.

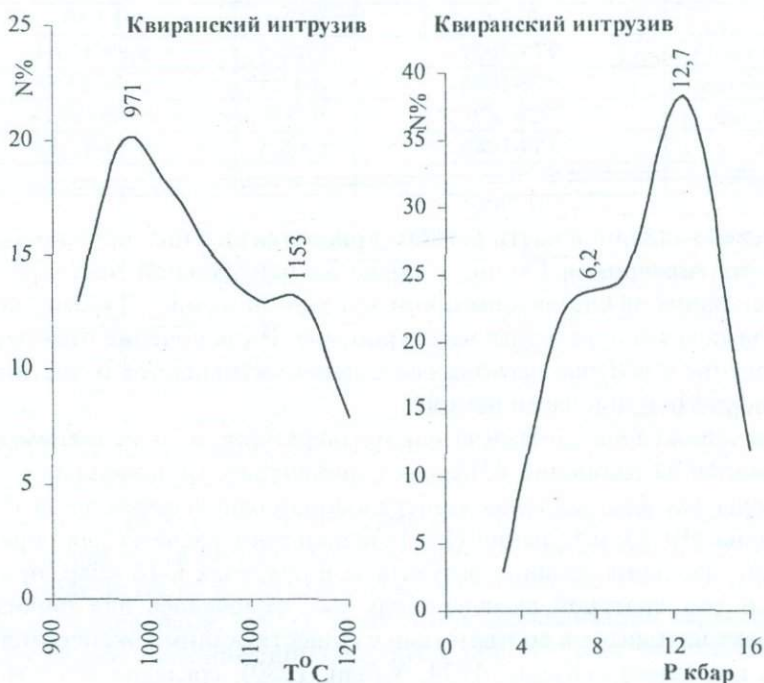


Рис. 3. Распределение палеотемператур и давлений в породах Квиранского интрузива

Весьма показательное распределение в процессе кристаллизации магнезиальности изученных пироксенов. Анализ данных по пироксенам из восточной и северо-западной частей региона (см. табл. 1-3) показал, что наиболее существенное, четко фиксируемое типоморфное отличие состоит в том, что пироксены восточной части региона более магнезиальные и их состав варьирует в широких пределах. Что же касается пироксенов из вулканитов северо-западной части региона, то их состав изменяется в узких пределах. В обоих случаях с увеличением магнезиальности увеличивается степень раскристаллизованности.

Весьма показательное распределение магнезиальности в пироксенах в процессе кристаллизации как в зависимости от состава пород, так и от времени затвердевания (см. рис. 3). Наиболее существенное, четко фиксируемое отличие заключается в том, что для пород палеоцена-

нижнего эоцена характерно присутствие авгитов, обогащенных клиноэнстатитом в ассоциации с ромбическим пироксеном, тогда как в адигенской свите, для которой характерно повышенное значение окислительного потенциала, кристаллизуются относительно менее магнезиальные авгиты в ассоциации с роговой обманкой.

Для пироксенов основной массы вулканитов эоцена наблюдается два типа кристаллизации: первый – ромбический пироксен+эндиопсид → эндиопсид – характерны для базальтового ряда пород; второй – ромбический пироксен+диопсид → диопсид отмечается в породах андезитового ряда. В обоих случаях с увеличением кристалличности вмещающих пород и уменьшением температуры и давления левая часть равновесия заменяется правой.

Один из типоморфных элементов – окисное железо, с помощью которого можно определить парциальное давление кислорода, т.е. степень окисленности и роль летучих при образовании вулканогенных пород.

Окислительный потенциал пород Аджара-Триалети очень близок к окислительным потенциалам пироксенов (за редким исключением), однако в породах он несколько выше. Для восточной части он колеблется от 4,42 до 8,28 вес.% (в среднем 5,73), для центральной части – от 2,40 до 10,60 вес.% (в среднем 6,48), в Аджарии и Гурии – от 3,16 до 9,64 вес.% (в среднем 6,61) и, наконец, для пород северо-западной части – от 3,77 до 8,43 вес.% (в среднем 5,59), что соответствует фугитивности кислорода от 10^{-6} до 10^{-12} бар.

Изучение влияния температуры на железистость пироксенов и амфиболов показало, что их кристаллизация начинается в интрателлурическую стадию, причем богатые железом финокристаллы авгитов с ромбическим пироксеном ($t=1300^{\circ}\text{C}$) выпадают из магмы быстрее, чем эндиопсиды с ромбической фазой ($t=1160^{\circ}\text{C}$). С уменьшением температуры железистость пироксенов уменьшается, однако ромбические, по сравнению с моноклинными пироксенами, более железисты.

Кристаллизация амфиболсодержащих пород Аджара-Триалети осуществляется в узком диапазоне температур $1170 - 1050^{\circ}\text{C}$, когда наряду с пироксенами возникают амфиболы, что свидетельствует о водонасыщенности среды минералообразования, причем в зависимости железистости от температуры для амфибола характерна противоположная тенденция.

Прекращение кристаллизации водосодержащих темноцветных минералов (см. табл. 3), по-видимому, обусловлено падением температуры, интенсивным окислительным процессом и дегазацией расплава.

Диапазон Р-Т условий кристаллизации пироксенов Аджара-Триалети шире, чем амфиболов, и свидетельствует о продолжении их формирования в эффузивную стадию. При этом пироксены вкрапленников отличаются от пироксенов интрателлурической стадии меньшей железистостью и повышенным содержанием СаО при стандартном значении магнезиальности. Фугитивность кислорода колеблется в пределах $10^{-6} - 10^{-9}$.

Между давлением и температурой минералообразования существует обратная зависимость, что свидетельствует о формировании пород базальтового ряда в водонасыщенных условиях, при которых с повышением давления уменьшается температура плавления (см. табл. 3).

Таким образом, влияние температуры и давления на состав изучаемых минералов дает картину, характерную для хода фракционной кристаллизации пироксенов и амфиболов океанических базальтов (см. табл. 3).

Таким образом, анализ полученных данных по мономинералам и породам Аджара-Триалети свидетельствует о том, что кристаллизация пироксенов из вулканогенных пород палеогенового возраста исследуемых регионов происходило в различной степени водонасыщенной базальтовой магме (для пироксенов пп колеблется от 0,02 до 3,43) в условиях высоких температур – от 859 до 1340°C и давления от 3,2 до 16,2 кбар при фугитивности кислорода для пироксенов от 10^{-6} до 10^{-12} .

Литература

- Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Другова Г.М., Московченко Н.И., Пряткина Л.А. (1972) Распределение элементов между сосуществующими минералами и проблема геологической термо- и барометрии //I Международный геохимический конгресс. М., С.100-112.
- Кадик П.Я. (1974) Роль воды и углекислоты в образовании и дегазации основных магм //Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский. С. 220-221.

- Кочкин Ю.Н., Кривенко А.Н., Котулин В.А., Фролова В.И. (1976) Состав моноклинных пироксенов магматических пород разных формационных типов // ДАН АН СССР. Т.176. №5. С.1149-1152.
- Куно Х. (1964) Серии изверженных пород // Химия земной коры. М.: Наука. Т.2. С. 107-121.
- Курепин В.Ф. (1981) Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термометрия. Киев: Наукова думка. С.160.
- Насидзе Г.И. (1978) О характере распределения окислов в моноклинных пироксенах палеогенового вулканического комплекса Боржомского района // Сообщ. АН ГССР. Т.92. N1. С.125-128.
- Насидзе Г.И., Ахвледиани Р.А. (1985₁) Пироксены среднеэоценовых пород центральной части Аджара-Триалети // Минералогический сборник. №39. Вып. 1. Львов. С.48-54.
- Насидзе Г.И., Ахвледиани Р.А. (1985₂) Статистическое сравнение составов пироксенов из пород палеогенового вулканического комплекса Аджара-Триалетии // Сообщ. АН ГССР. Т.118. № 1. С.121-124.
- Остроумова А.С., Центер И.Я., Сырев А.Г. (1976) Состав и свойства породообразующих минералов как показатель глубинности кристаллизации базальт-андезитовых расплавов // ЗВМО. Ч.105. Вып. 2. С.164-172.
- Перчук Л.Л., Суриков В.В. (1977) Термодинамические проблемы распределения катионов в структурах минералов // Изв.АН СССР. Сер. геолог. № 10. С.3-18.
- Уайли Т.И. (1980) Влияние летучих компонентов на процессы в верхней мантии // Экспериментальная минералогия. С. 19-23.
- Фонарев В.И., Корольков Г.Н., Докина Т.Н. (1979) Экспериментальное исследование ассоциации ортопироксен+оливин+кварц // Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). Т.1. С. 159-171.
- Kushiro J. (1965) Clinopyroxene solid solutions high pressures // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. V.64.
- Lindsley L., Dixon S. (1976) Diopside-enstatite equilibria at 850 to 1400°C, 5kb-35kb // Amer. J. Sci. V.276. N. 10. P.1285-1301.
- Mercier J. (1976) Single-pyroxene geothermometry and geobarometry // Amer. Miner. V.61. N 7-8. P. 603-615.
- Wells P. (1977) Pyroxene Thermometry in Simple and Complex System // Contrib. to Miner. and Petr. V.64.

МОЛЕКУЛЯРНАЯ СТРУКТУРА ГАГАТА

Р.А.Ахвледиани, И.Р.Ахвледиани

Молекулярная структура гагата. Р.А.Ахвледиани¹, И.Р.Ахвледиани². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе № 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge); ²Грузинский технический университет, ул. М.Костава 77, 0175 Тбилиси, Грузия (Akhvledianiia@yahoo.com).

Используя ИКС, ЯМР и рентгенофазовый анализы, сделана попытка исследования состава и структурного состояния органической основы гагатов каменноугольного месторождения Ткибули (Грузия). Установлены ароматические, алифатические и алициклические атомные группировки, а также следы их преобразования в процессе метаморфизма. Проанализированы смоляные составляющие гагата.

გიშრის მოლეკულური სტრუქტურა. რ.ა.ახვლედანი¹, ი.რ.ახვლედანი². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge), ²საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, მ.კოსტავას ქ. 77, 0175 თბილისი (Akhvledianiia@yahoo.com).

ინფრარითელი სპექტროსკოპიის, ბირთვული მაგნიტური რეზონანსისა და რენტგენო-ფაზური ანალიზის საშუალებით, განხორციელდა ტყიბულის ქვანახშირის საბადოს გიშრების ორგანული საფუძვლის შემადგენლობისა და სტრუქტურული მდგომარეობის შესწავლის მცდელობა. დადგენილია არომატული, ალიფატური და ალიციკლური ატომური ჯგუფები, აგრეთვე მათი გარდაქმნის კვალი მეტამორფიზმის პროცესში. გაანალიზებულია გიშრის ფისისებრი შემადგენლები.

Molecular Structure of Jet. R.Akhvlediani¹, I.Akhvlediani². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge), ²Georgian Technical University, M.Kostava st. 77, Tbilisi 0175, Georgia (Akhvledianiia@yahoo.com).

IR Spectrometry, Nuclear Magnetic Resonance and X-ray diffraction methods have been used in the preliminary study of the composition and structural state of organic constituent of jets from the Tkibuli coal basin (Georgia). Aromatic, aliphatic and alicyclic groups and also tracks of their transformation during metamorphism process were detected. Resin part of jet has been analysed.

Целью данной работы было исследование возможностей ИК спектроскопии, ядерного магнитного резонанса (ЯМР) и рентгенофазового анализа как методов идентификации молекулярной структуры гагата и гагатовидных материалов. Интересна также возможность использования этих методов при изучении археологических артефактов, изготовленных из гагата.

Большинство работ обычно сосредоточено на изучении химических элементов в составе гагата, однако различие между структурой и составом органического вещества разных гагатов и гагатовидных материалов может оказаться более полезным для их идентификации.

Рентгеновский фазовый анализ применяется редко, из-за аморфной структуры составляющих компонентов гагата, демонстрирующего лишь слабое наличие упорядоченности кристаллографической структуры. Однако на общем фоне можно уловить следы структур, позволяющих идентифицировать, классифицировать и сравнивать гагатовидные материалы. По рентгенограммам возможно также судить о степени метаморфизма гагата.

Приводимые данные основаны на анализе опубликованных материалов по гагатам разных месторождений мира и оригинальных материалах авторов.

В ИК спектре гагата ароматические группы установлены по ароматическим С-Н связям в интервале 3100 - 3000 см⁻¹ (эта полоса связей С-Н может отсутствовать при высокой степени замещения ароматического кольца), четкой абсорбционной линии с пиком или плечом при 1500 см⁻¹, которая является ароматической связью С=C и внеплоскостные деформационные колебания связи С-Н между 900-700 см⁻¹, зависящие от разных замещений ароматического кольца. Интересно отметить, что абсорбционную линию при 1500 см⁻¹ и сравнительно интенсивные полосы между 900-700 см⁻¹ находят только в высоководородных углях с аномально низкой отражательной способностью типа гагатов. В углях другого типа они отсутствуют.

Характерная для гагатов группа полос поглощения небольшой интенсивности в области 900-700 см⁻¹ с тремя максимумами приблизительно при 870, 815, 750 см⁻¹, это проявление связи С-Н моно- и полициклических ароматических структур разных типов замещения. Триплет при-

сутствует на ИК спектрах образцов Уитби, Бешуя, Ткибули, Астурии и Тэруеля (табл. 1). На ИК спектрах образцов Юты (Traverse, Kolvoord, 1968) и Киммериджа четко виден только один пик из трех - центральный, два остальных просматриваются с трудом в виде очень слабого плеча. Вариации интенсивности в этой области наблюдались в ИК спектрах препаратов хлороформного битума "А", экстрагированных из трех образцов гагата Южного Дагестана.

Таблица 1

Характеристика полос поглощения в инфракрасных спектрах гагатов разных месторождений

Функциональные группы	Полосы поглощения при ν , см ⁻¹											
	Эталон [1]	Эталон [2]	Уитби Wg	Кимм. Kmg	Астур. Ag	Тэру. Tg	Юта Utg	Болг. Bug	Бешуй Beg	Дагес. Dgg	Ткиб. Tkg	Арх. Arg
	С - Н внеплоскостные деформационные колебания разных типов замещения ароматических колец	700	700									
	755		770		750	750	750	750	770	750	760	750
	815		810	810	815	815	815		830	815	825	830
	876	900	880		870	870			875	880	880	900
ОН										920	955	990
С=О кислородсодержащие группы		1030	1030	1030						1040	1024	1050
			1095	1090			1100		1115		1105	1105
			1167	1167			1183		1190		1170	1180
			1214	1214				1200				
				1238					1230		1235	1225
				1250				1250	1270	1270	1270	1260
СН ₃ конечные метильные группы	1378	1375	1375	1375	1375	1375	1375		1390	1380	1375	1380
СН ₂ алифатические С-Н связи деформационные колебания	1420	1420	1428	1428			1433				1436	1436
ОН	1440										1445	1445
СН ₂ алифатические С-Н связи	1465	1450	1450						1460	1460	1465	1465
	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500				1505	1500
С=C ароматические связи									1520		1525	1530
	1600/25	1600	1600	1607	1600	1600	1600	1600	1620	1610	1612	1600
С=О связи карбоксильных групп					1650	1650			1660	1660		1655
	1700/10				1700	1700		1700			1715	1705
СН ₂ алифатические С-Н связи		2700			2700	2700						
	2860			2850							2852	2868
	2870							2870	2870		2875	2872
								2896			2880	2880
СН ₃ конечные метильные группы	2930		2900	2925			2900		2930		2940	2940
	2960	3000	2950				2950				2960	2961
С - Н ароматические связи		3000	3000		3000	3000						
		3030	3030									
ОН		3300	3300	3400	3300	3300	3400		3400		3420	3400

Примечание: Wg - Уитби, Англия (юра, тоар); Kmg - Киммеридж, Англия (юра, киммеридж); Ag - Астурия, Испания (юра, киммеридж); Tg - Тэруель, Испания (мел, альб); Utg - Юта, США (верхний мел); Bug - Балканбасс, Болгария (мел); Beg - Бешуй, Крым (юра, байос); Dgg - Южный Дагестан (юра, аален); Tkg - Ткибули, Грузия (юра, бат); Arg - археологический артефакт с могильника Дгваба (Западная Грузия) VIII-VI вв. до н.э. [1] Шакс И.А., Файзулина Е.М. (1974). [2] Watts S., Pollard M. (1996).

Полоса поглощения при 870 см⁻¹ предполагает наличие пентазамещенных ароматических колец, содержащих изолированные С-Н связи. Полоса поглощения при 815 см⁻¹ может представлять собой вклад ароматического кольца, содержащего две модели замещения - с двумя и тремя смежными ароматическими С-Н группами. Наконец, полоса поглощения при 750 см⁻¹ в основном зависит от орто замещения ароматического кольца.

Степень замещения и соответственно конфигурация максимумов изменяется с рангом угля. Несмотря на это, в большинстве типов угля поглощение при 870 см^{-1} превалирует. Однако в гагатах наиболее интенсивный пик приходится на область 815 см^{-1} , в то время как интенсивность двух остальных намного ниже. По числовым значениям максимумов этих полос поглощения - $880\text{--}875$, $810\text{--}830$, $770\text{--}750\text{ см}^{-1}$ - гагаты чаще ближе к природным твердым битумам, чем к битумоидной части витринитов; 875 , 815 и 755 см^{-1} по соотношению интенсивностей относятся к некоторым гумито-сапропелитам (Шакс, Файзулина, 1974). Высокая интенсивность полосы поглощения в области 815 см^{-1} , скорее всего, зависит от своеобразного замещения ароматического кольца, что согласуется и с наличием полосы поглощения с максимумом при 1500 см^{-1} .

Максимум при 1500 см^{-1} является еще одной важной характеристикой ИКС гагата. Эту полосу связывают с колебаниями $\text{C}=\text{C}$ ароматических связей. М. J. Iglesias с соавторами (1995) объясняют это поглощение с точки зрения разных типов замещения в структурах ароматических колец. Интенсивность и точная позиция ароматических связей $\text{C}=\text{C}$ зависит от схемы замещения и степени конденсации ароматического кольца. Вариации интенсивности полосы поглощения 1500 см^{-1} , предположительно отражающие разницу в зрелости, можно наблюдать в ИК спектрах образцов разных месторождений: гагаты Киммериджа и Юты дают четкую полосу поглощения, которая в спектре гагата Уитби присутствует лишь как характерное плечо; незрелый, богатый водородом гагат из Тэруеля так же, как Киммериджский, дал более интенсивное, четкое поглощение, чем более зрелый Астурийский гагат. Иногда происходит не смещение максимума, а разложение пика на дублеты или триплеты, что также должно отражать этапы замещения бензольного кольца. Таковую картину можно наблюдать в образце из Ткибули. Полоса поглощения отсутствует в экстрактах битума из гагатов Южного Дагестана (Киласония и др., 1988). Она характерна и для некоторых лигнитов.

Полосу поглощения при 1600 см^{-1} , очень характерную для углей вообще, в том числе и для гагата, обычно соотносят со связями $\text{C}=\text{C}$ ароматического бензольного кольца, а высокую интенсивность объясняют присутствием фенольных групп. Данные по продуктам пиролиза образцов гагата (Watts et al., 1999) помогают уточнить данные ИКС. Анализы гагата Уитби выявляют продукты пиролиза, богатые ароматическими углеводородами, в частности фенолами (преобладающим продуктом является метилфенол), которые присутствуют также в лигните, отражая факт образования гагата из древесины высших растений. Продукты пиролиза Киммериджского гагата показали преобладание феноловых продуктов, характерных для лигнина (алкил-замещенные бензолы, фенолы и метоксифенолы), также метилфенола, как и в гагате Уитби.

Область между $3100\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ характерна для $\text{C}-\text{H}$ связей. Для гагата полосы поглощения между 3100 и 3000 см^{-1} - это ароматические связи, а алифатические связи проявляются ниже, между $3000\text{--}2700\text{ см}^{-1}$. Измерение интенсивности в этих смежных областях используют для определения концентрации ароматического и алифатического водорода соответственно (Iglesias et al., 1995).

Итак, алифатические $\text{C}-\text{H}$ связи присутствуют в виде сильных полос поглощения в области $3000\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ с алифатическими $\text{C}-\text{H}$ деформационными колебаниями в группах CH_2 около 1420 см^{-1} . Последняя несколько сдвинута в область более низких частот от обычного своего значения при 1470 см^{-1} под влиянием ароматического кольца. В спектре гагата область $3000\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ может быть узкой и нечетко выраженной, но обычно характерна высокая интенсивность полос алифатических групп CH_2 (2930 , 2860 , 1465 см^{-1}), а также присутствие небольших полос метильных групп CH_3 в боковых радикалах (1375 , 2960 см^{-1}). Изредка имеется также полоса групп OH (3400 см^{-1}). По алифатике $3000\text{--}2700\text{ см}^{-1}$ все гагаты аналогичны и отличаются от лигнина, который дает очень слабые связи $\text{C}-\text{H}$. По OH связям ткибульский гагат занимает среднее положение между гагатом Уитби и лигнитом, но все-таки ближе к образцам из Англии и Крыма. Полный аналог с Ютой. По мере увеличения степени метаморфизма наблюдается уменьшение доли боковых алифатических радикалов (снижение интенсивности полос в области 2930 и 2860 см^{-1}).

В спектре гагата можно наблюдать сложные линии поглощения, вызванные кислородсодержащими группами - связями $\text{C}-\text{O}$ и группами OH карбоновых кислот, приблизительно между 1300 и 1000 см^{-1} . Полоса поглощения с максимумами 1030 см^{-1} и 1250 см^{-1} обусловлены колебаниями связи простых эфиров и им подобных соединений. В интервале $1100\text{--}1300\text{ см}^{-1}$ общая конфигурация спектра образца Ткибули ближе к спектру лигнина, чем гагата Уитби.

Полоса поглощения с максимумом около $1700/10\text{ см}^{-1}$ соответствует $\text{C}=\text{O}$ связям кетонов, алдегидов и карбоксильным структурам. В образцах гагата Тэруэля четкая абсорбция при 1700 см^{-1} связана с карбонильными группами. Плечо при 1650 см^{-1} относят к структурам, содержащим очень прочно связанные $\text{C}=\text{O}$, такие, как кетоны или хиноны.

Наличие поглощения при 1700 см^{-1} – пик, который обычно появляется в спектрах углей сравнительно низкого ранга, и более широкую и четкую полосу $\text{O}-\text{H}$ связей между 3700 и 3100 см^{-1} пытаются использовать для отличия ИК спектра гагата и лигнита. Однако эти полосы присутствуют и в гагатах низких ступеней катагенеза; лишь в очень зрелых гагатах группы $\text{O}-\text{H}$ и $\text{C}=\text{O}$ пропадают. Карбонильные пики около 1700 см^{-1} также встречаются в спектре более зрелых углей, претерпевших окисление. Пики 1700 и плечо 1650 см^{-1} отсутствуют в ИКС Уитби и Крыма, но присутствуют в спектрах гагата Ткибули и Юты. Для битумоидной части образцов Южного Дагестана поглощение при 1700 см^{-1} отсутствует в образце, который отличался наибольшей свежестью, и довольно интенсивное в образцах, которые в различной степени подвергались окислению. Не исключено, что полосы поглощения кислородсодержащих функциональных групп связаны не с процессами окисления, а с присутствием в гагатах реликтов смол, видоизмененных в разной степени.

Хотя гагат имеет такой же элементарный состав, что и витрен и похож на него в шлифе, исследование ИК спектров пары гагат - витрен из различных месторождений показали разницу в функциональном составе и структуре органического материала: рефлексы гагата вдвое ниже, чем витрена, тогда как валовое содержание углерода и водорода выше лишь на 1-2%; оптическая плотность бензольных двойных связей $\text{C}=\text{C}$, а также CH_2 , CH_3 , $\text{C}-\text{O}$, $\text{C}=\text{O}$ и количество ароматических водородных связей - $\text{H}_{\text{ар}}$, в гагате ниже, чем в витрене. Сравнение гагата и витренов с высоким выходом летучих из Испании выявило наличие своеобразной схемы замещения ароматического кольца, отличной от витрена.

Р.Петрова с соавторами (Petrova et al., 1985) высказали мнение, что витрен образовался в субаэробной среде, которая способствовала формированию продуктов с конденсированной ароматической структурой, тогда как гагат, возникший в анаэробной среде, где имело место расщепление кислородсодержащих групп и образовывались соединения обогащенные водородом, содержит алифатические группы CH , CH_2 , CH_3 , в циклической (нефтенной) форме, а гибридные структуры связаны с бензольными кольцами, как гидро-ароматические циклы. Поэтому в гагате бензольных колец в несколько раз меньше, чем в витрене, т.е. угольная молекула гагата по степени ароматизации и конденсации менее развита.

Одной из проблем, которую приходится принимать во внимание, является возможное изменение химической структуры гагата в среде вторичного захоронения на примере анализа археологических гагатовых артефактов.

Нами для исследования методами ИКС и ЯМР взято два образца: гагатовое сырье с классического месторождения Дзировани в Ткибульском районе (обр. 2, табл. 3) и образец, найденный в Хобском районе Грузии на могильнике Дгваба VI-VIII вв.д.н.э. (обр. 7, табл. 4). Археологический образец не подвергался консервации после извлечения на поверхность.

Полоса заметного поглощения при 1700 см^{-1} , предлагаемая S.Watts and A.M.Pollard (1996) для идентификации окисления гагата в среде захоронения на основании английских материалов, в данном случае неприменима, так как пик присутствует в спектрах обоих образцов. Наблюдается разница в поглощении ароматических связей - в обр. 7 практически нет основных пиков, алифатические связи преобладают.

По данным ядерного магнитного резонанса ЯМР, большая часть сигналов сосредоточена в сильнополюсной части спектра, что свидетельствует о значительном содержании в обр. 2 компонентов с алифатическими углеводородными цепями. Содержание ароматических компонентов мало и не превышает нескольких процентов. Об этом свидетельствует незначительная интенсивность сигналов в области 7,5-8 м.д. Спектр обр. 7 оказался значительно менее разрешенным и подтверждает наличие парамагнитных примесей. Вероятнее всего присутствуют в небольшом количестве соединения трехвалентного железа.

Наиболее информативными оказались спектры ^1H профильтрованных экстрактов. Здесь удастся различить обособленные пики и выяснить их относительную интенсивность. В спектре обр. 2 имеется три интенсивных сигнала при 1,58; 1,26 и 0,89 м.д. с соотношениями интенсивностей 5:9:6. Кроме того, имеются и более слабополюсные сигналы в диапазоне 2-3 м.д. и следы ароматических компонентов. На основании спектра можно выдвинуть следующие гипотезы:

тезы строения экстрагируемых компонентов: в состав образца входят алифатические и алициклические углеводороды, причем вклад последних достаточно велик. На это указывает интенсивный пик при 1,58 м.д., нехарактерный для алифатических углеводородов.

В спектре экстракта обр. 7 сигналы также сосредоточены в сильнополюсной области спектра. Однако в данном случае вид спектра весьма похож на спектры чисто алифатических соединений. Так в нем имеется сигнал при 0,88 м.д., характерный для концевой метильной группы алифатической углеводородной цепи, сигнал метиленовых протонов при 1,25 м.д. и два сигнала в более слабом поле. Наличие последних указывает на присутствие функциональных групп с электроотрицательными атомами. Вероятнее всего это кислородсодержащие функциональные группы. Соотношение интенсивностей сигналов концевой метильной группы и сигнала метиленовых протонов при 1,25 м.д. позволяет установить, что экстрагируемый компонент содержит углеводородный остаток C_7H_{15} или C_8H_{17} . По поводу имеющихся в соединении функциональных групп окончательного вывода сделать не удается. В спектрах имеются пики, которые могут отвечать карбонильным или карбоксильным группам, однако для надежности результатов следует провести дополнительные исследования.

Образцы трудноотличимы по ИК спектрам. Это лишь доказывает, что захоронение и обработка при соблюдении традиционной технологии, известной по этнографическим материалам, очень незначительно влияют на исходный состав гагата, даже на степень окисления. Однако разный молекулярный состав двух образцов, проявленный при более углубленном анализе, должен указывать на разный источник поделочного материала.

Использование метода рентгеновского анализа при исследовании процессов становления и преобразования органического компонента геохимической системы углеобразования в целом, а гагата в частности, остается до настоящего времени актуальной проблемой. Достаточно отметить обобщающего характера работы С.С.Савкевича (1970), В.С.Трофимова (1974), J.W.Frondel (1967).

В связи со спецификой объекта исследования рентгено-фазовый анализ сталкивается с определенными трудностями при расшифровке полученных данных и часто носит условный характер. В отмеченном аспекте для нас наиболее интересны исследования, проведенные сотрудниками КИМСа З.Н.Киласония, Н.А.Асланикашвили, Н.В.Вяхиревым (1988). Мы позаимствовали как методику исследования, так и определенные теоретические выводы.

Ниже нами приводятся данные рентгенофазового анализа целенаправленной подборки различных образцов из Ткибульского каменноугольного месторождения, собранных авторами статьи (см. табл. 1,2,3). Ископаемые смолы и смоляные липтобиолиты в ореоле гагатообразования интересны для нас как породы почти нацело сложенные смолой (резинит), что, по нашему мнению, должно позволить нам хотя бы косвенно выяснить состав смол, пропитывающих древесину при образовании гагата.

Таблица 2

Дифрактометрические данные по ископаемой смоле Ткибульского месторождения

ASTM 20-1938		ия-СМ смола		ия-СМ ориентир.		ASTM 24-1534		α-Amyrin		Yucatan copal	
I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n
-	-	-	-	10	10.4	9	11.4	5	22.66	2	22.50
-	-	-	-	-	-	35	6.09	2	13.38	1	12.80
85	6.07	90	6.11	80	6.10	40	6.06	1	11.50	-	-
100	5.98	100	5.72	100	5.91	100	5.95	3	8.80	2	8.59
-	-	-	-	100	5.78	50	5.84	6	7.80	4	7.63
20	4.82	-	-	10	4.92	10	4.97	10	6.48	10	6.35
10	4.14	-	-	20	4.13	5	4.12	-	-	2	6.11
15	3.95	20	3.71	30	3.71	4	3.95	3	5.97	4	5.87
40	3.60	15	3.56	10	3.49	-	-	3	5.83	4	5.74
-	-	-	-	-	-	-	-	5	5.34	5	5.26
Succinic-Acid-2 Urea $C_6H_{14}N_4O_6$		B=0.122 rad D=17.0 Å dα/n=5.906Å		B=0.122 rad D=18.2 Å dα/n=5.906Å		Pimaric Acid (смола) $C_{20}H_{34}O_2$		Triterpenoid alcohole $C_{30}H_{50}O$			

Особого внимания заслуживает образец, янтарно-желтой натечной смолы, которая присутствует в виде редких вкрапленников и примазок в липтобиолитовом углисто-глинистом сланце (обр. ия-СМ смола, табл. 2).

В последнее время появилась работа Frondel (1967), в которой на основании рентгено-фазового анализа ископаемых смол группы *elemis* выявлено значительное содержание α амирина – тритерпеноидного алкоголя, характерного для ароматических смол некоторых покрытосемянных деревьев разного ботанического генезиса. В качестве эталонов автор дает рентгенограммы α -амирина и Юкотанского копала, которые нами приводятся в табл. 1.

С отмеченными данными сопоставлены результаты рентгеновских исследований отмеченного выше образца из Ткибули и сделан вывод, что смоляной состав захороненных древних деревьев отличается от типа *elemis* и принадлежит, если сравнивать с данными ASTM 20-1938 и ASTM 24-1534, к кислотам сукцианит-пимарикового ряда. Интересен факт, что, согласно палеоботаническим данным, исходный материал, давший гагатное вещество, принадлежал голосемянным хвойным деревьям (подтверждено данными ИКС).

Таблица 3

Дифрактометрические данные по липтобиолитам Ткибульского месторождения

Fichtelit ASTM 15-992		Обр.СЛП липтобиолит смола		Обр.ЛП липтобиолит иголки		Обр. 103 гагат Крым		Обр. 2 гагат Ткибули		Fichtelit ASTM 15-991	
I/I_0	$d\alpha/n$	I/I_0	$d\alpha/n$	I/I_0	$d\alpha/n$	I/I_0	$d\alpha/n$	I/I_0	$d\alpha/n$	I/I_0	$d\alpha/n$
-	-	100	32,8	30	29,0	-	-	-	-	-	-
80	13,6	20	10,4	-	-	-	-	5	11,8	50	12,5
20	8,5	-	-	20	7,08	-	-	20	7,28	20	7,44
20	5,76	-	-	-	-	20	5,9	-	-	30	5,42
20	5,14	-	-	100	4,86	100	4,93	100	4,92	100	4,89
100	4,61	100	4,56	100	4,67	80	4,67	50	4,67	-	-
80	4,42	100	4,44	100	4,44	80	4,44	-	-	-	-
60	4,38	100	4,33	-	-	60	4,35	30	4,29	-	-
-	-	-	-	100	4,24	40	4,04	20	4,10	90	4,28
60	3,75	70	3,78	-	-	-	-	-	-	50	3,81
60	3,55	-	-	15	3,56	-	-	10	3,63	60	3,55
40	3,37	50	3,36	50	3,36	-	-	90	3,36	50	3,33
20	3,20	-	-	-	-	-	-	-	-	30	3,12
20	2,87	-	-	-	-	-	-	-	-	30	2,91
20	2,70	-	-	-	-	-	-	-	-	40	2,77
40	2,59	10	2,56	5	2,56	-	-	-	-	-	-
-	-	10	2,46	5	2,46	-	-	-	-	40	2,44
-	-	10	2,31	5	2,29	-	-	-	-	30	2,26
Lactobacillic Acid $C_{19}H_{36}O_2$		B=0.223 rad D=6,0 Å $d\alpha/n=4,44\text{Å}$		B=0.105 rad D=15 Å $d\alpha/n=4,67\text{Å}$		B=0.297 rad D=6,0 Å $d\alpha/n=4,93\text{Å}$		B=0.244 rad D=6,3 Å $d\alpha/n=4,67\text{Å}$		Lactobacillic Acid $C_{19}H_{36}O_2$	

Исследованы липтобиолиты двух типов: сигарообразные палочки “иголки” на изломе смоляно-черного цвета по краям при сильном освещении, просвечивающие буровато-красным цветом; массивная разновидность буровато-черного цвета, состоящая преимущественно из смоляных тел, сцементированных гелифицированным гумусовым веществом и глинистым материалом (см. табл. 2). Удалось получить рентгенограммы, которые сопоставимы с группой органических соединений типа Fichtellit-a (Lactobacillic acid), представляющих собой дитерпеноид – неароматический углеводород карбоциклического строения (смоляная кислота). Фихтелит является продуктом глубокого восстановления абиэтиновой кислоты – главного компонента смол современных сосновых *Pinus*, исходного материала для образования янтаря (сукцианита).

Сложный характер внутреннего строения отмеченной группы углеводов четко фиксируется при сопоставлении двух дифрактограмм из картотеки ASTM, которые, согласно приводимой формуле $C_{19}H_{36}O_2$, представляют идентичные соединения, хотя основной мотив структуры в них существенно отличается (см. область рентгенограммы в пределах 4,89-4,28 Å).

Не имея возможности более детально вникнуть в суть строения отмеченных эталонных углеводородов, отметим, что отобранный тщательным образом СЛП (черное смоляное вещество) полностью идентифицируется с эталоном ASTM 15-992, тогда как образцы гагатов Крыма и Ткибули совмещают в себе обе структурные разновидности триклинного фихтелита.

Подборка образцов витрена Ткибульского месторождения, согласно дифрактометрическим данным (табл. 4), по своему внутреннему строению соответствует фихтелиту моноклинной сингонии (ASTM 15-994), представленной гидратированной разновидностью- Dihydrosterculic Acid.

Таблица 4

Дифрактометрические данные по витренам Ткибульского месторождения

Fichtellit ASTM 15-994		Обр.1 витрен с глазковой отдельностью				Обр. 7 витрен Ткибули		Обр. 104 гагат Юта	
		ориентированный		порошок					
I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n	I/I ₀	dα/n
-	-	50	21,0	-	-	50	19,6	-	-
75	8,40	-	-	-	-	-	-	-	-
50	7,34	-	-	20	7,08	-	-	50	7,30
-	-	-	-	50	4,44	-	-	-	-
100	4,33	70	4,38	50	4,33	100	4,33	100	4,33
-	-	-	-	80	4,23	90	4,23	100	4,28
50	4,10	60	4,13	-	-	90	4,10	90	4,13
100	3,89	40	3,87	-	-	30	3,86	60	3,86
50	3,71	-	-	60	3,79	40	3,71	60	3,71
25	3,41	100	3,57	100	3,57	30	3,50	50	3,56
25	3,26	100	3,36	60	3,36	70	3,32	30	3,36
-	-	30	2,56	10	2,56	40	2,56	-	-
50	2,52	40	2,50	10	2,49	40	2,50	20	2,50
50	2,33	50	2,35	10	2,34	-	-	20	2,34
-	-	40	2,29	10	2,28	-	-	-	-
Dihydrosterculic Acid C ₁₉ H ₃₆ O ₂		B=0.174 rad D=7,7 Å dα/n=3,79Å		B=0.174 rad D=7,7 Å dα/n=3,79Å		B=0.209 rad D=6,7 Å dα/n=3,87Å		B=0.227 rad D=6,8 Å dα/n=4,33Å	

Более четко сопоставимые данные присущи ориентированному обр. 1 витрена, тогда как на рентгенограммах порошка и других образцов подборки присутствуют дополнительные межплоскостные отражения, которые свидетельствуют о присутствии в витренах дополнительной фазы.

Из-за высокой дисперсности, многофазности и наложения дифракционных характеристик их четкая диагностика затруднительна, хотя наличие пиков $d\alpha/n = 3,57\text{Å}, 4,35\text{Å}$, согласно карте ASTM 8-522, может свидетельствовать о присутствии фенильной группы соединений, в частности, фенил-карбоната (C₆H₅)₂CO₃, а отражения $d\alpha/n = 4,43, 4,30, 4,28$ (ASTM 3-226) - о наличии целлюлозы типа (C₆H₁₀O₅)_x.

Основное же количество изученного материала из-за высокой дисперсности слагающего вещества представлено рентгеноаморфной массой, для которой по известной методике исследования гелеподобных объектов были определены кривизна гало в радианах (B rad), степень дисперсности (DÅ) в ангстремах и среднестатистическая величина межплоскостного расстояния $d\alpha/n$ для индивидуального образца. Для последнего параметра построена гистограмма статистического распределения, приведенная на рис.1.

Анализ полученных данных выявил определенную тенденцию формирования геохимической системы, что зафиксировано двухпиковым типом гистограмм.

В качестве примера рассмотрим диаграмму межплоскостных расстояний ($d\alpha/n$), для которой разрыв сплошности совокупности данных, по-видимому, свидетельствует о том, что вещество типа янтаря (обр. СМ) с межплоскостным расстоянием $d\alpha/n = 5,91\text{Å}$ проходило стадию полимеризации (D Å=17.2), отличную от стадии гумификации и гелификации основной массы исходного материала растений и для конкретного материала ткибульских образцов среднестатистическая величина дисперсности находится в пределах $6,45\text{Å}$.

Гуминовые вещества, согласно Дж.Эллитона и Дж.Мэрфи (1974), представляют собой multifunctional соединения, включающие карбоксильные группы, фенольные, спиртовые, лактонные и эфирные группировки. Сложность состава затрудняет однозначную трактовку вещественного состава и изученных нами гагатов, поэтому ниже приводим предположительный состав основной массы.

Особого внимания заслуживает ступенчатый характер $da/n=3,79, 4,06, 4,32, 4,59, \text{ и } 5,15 \text{ \AA}$ статистического распределения основной массы изученных гагатов месторождения Ткибули, который может свидетельствовать, в первом приближении, о присутствии в составе вещества остатков целлюлозы и лигнина, состоящего из полифенольных углеводов типа - Phenolphthalein ($C_{20}H_{14}O_4$); Phenyl Benzoate ($C_{13}H_{10}O_2$) и Phenyl Carbonate ($C_{13}H_{10}O_2$). Полученные результаты сопоставимы с дифрактометрическими данными, приводимыми в табл. 3.

Для двух других параметров изученных гало оказалось целесообразнее установление их взаимозависимости, что зафиксировано на рис.2, причем на диаграмму были нанесены реперные точки образцов, заимствованные из работы З.Н.Киласония, Н.А.Асланикашвили, Н.В.Вяхирева (1988), для которых отмеченные авторы фиксируют условные зоны метаморфизма.

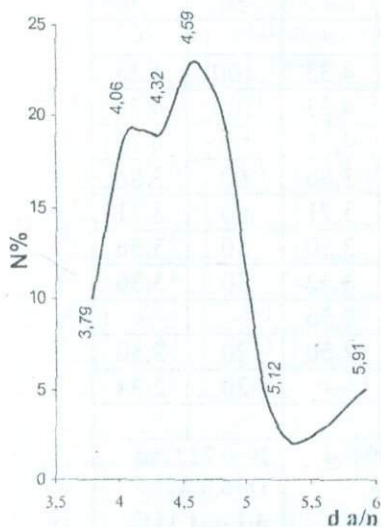


Рис.1. Данные статистического анализа межплоскостных расстояний гало подборки образцов Ткибули

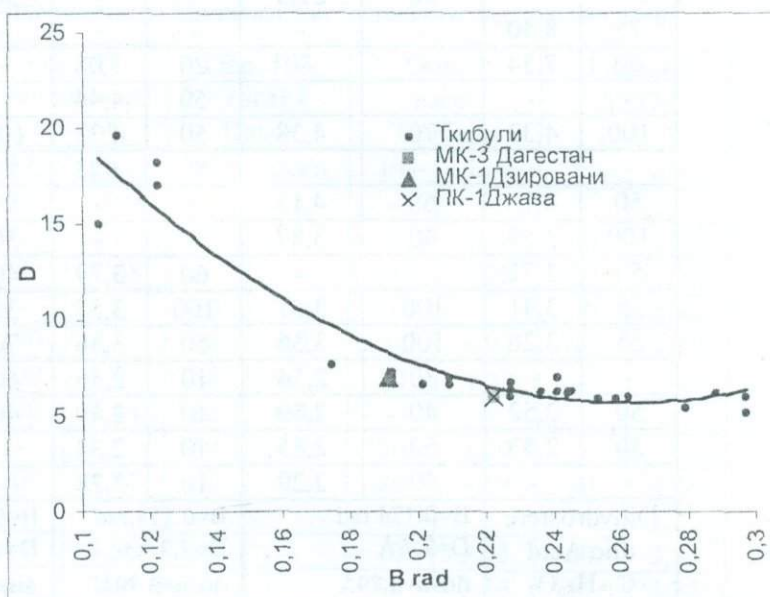


Рис.2. Диаграмма зависимости степени дисперсности ($D \text{ \AA}$) от кривизны гало B_{rad}

Таким образом, данные ИКС, рентгенофазового и ЯРМ анализов целенаправленной подборки образцов из гагатного месторождения Ткибули (Грузия) позволили провести предварительный анализ тонкой структуры гагата, построенной, по-видимому, из макромолекул различной степени сложности и разного типа и выявить ароматические, алифатические и алициклические атомные группировки в органической основе гагатových тел, а также следы преобразований, которые они претерпели в процессе метаморфизма.

Гагат - одна из разновидностей угля - результат битумификации предварительно гумифицированных и гелифицированных древесин. Петрографически он на 100% состоит из реликтов или продуктов изменения и замещения лигнино-целлюлозных комплексов и смол *in situ*, в замкнутом объеме древесных стволов. Под микроскопом видны сплюснутые клеточные ткани древесины (текстинит/теллинит), аморфное гелифицированное вещество (ульминит/коллинит) и реликты смол (резиниты). Наибольшую близость тонкая структура гагата проявляет со структурой витренов - продуктов гумификации и гелификации древесины и черных лигнитов - незначительно углефицированных ископаемых древесин хвойных, близких к суббитуминозным углям.

Для анализа смоляных составляющих гагата Ткибули привлечен материал по ископаемым смолам и смоляным липтобиолитам этого же месторождения. По экспериментальным данным натечная, желтая смола похожа на янтарь и, встречаясь в виде редких пропластков в смоляных липтобиолитах, относится к сукцианитовому типу. Это может служить косвенным доказательством того, что смола, которая находится в препаратах гагата в виде смоляных тел желтого цвета, по составу близка к смоле сосновых. Липтобиолиты, гагаты и витрены выявили присутствие

кристаллической фазы – дитерпеноида фиктелита двух разных структурных типов – моноклинного и триклинного. Так как фиктелит является продуктом глубокого восстановления абиэтиновой кислоты – главного компонента сукцианита, можно предположить, что фиктелитовая кристаллическая фаза образовалась в смоляной (липоидной) составляющей этих углей при сильно восстановительных условиях. Этот факт еще раз указывает на определенный состав исходной смолы.

Гало – показатель появления элементов упорядоченности в структуре, которое, в конечном счете, при повышении степени метаморфизма должно оформиться как трехмерная графитовая структура. На фоне гало выделяются пики, могущие отражать ориентацию будущих или прошлых структур. Гагат не единая геомолекула, а геологическое тело – агрегат видоизмененной матрицы и смол. В нем могут быть сохранены (запечатаны) фрагменты целлюлозы или ориентирующее влияние структур целлюлозы и лигнина (унаследованность), а также могут присутствовать новые структуры, возникшие при полимеризации веществ, разложенных до простых мономеров. Это отражается на рентгенограмме и выявляется при статистическом анализе случайных отражений. По нашим данным, ширина гало не является прямой функцией степени метаморфизма, а связана с более тонкими поэтапными изменениями молекулярной структуры.

Литература

- Киласония З.Н., Асланикашвили Н.А., Вяхирев Н.П. (1988) Некоторые особенности гагатов Кавказа //Сообщ.АН ГССР. 131. №1. С.85-88.
- Савкевич С.С. (1970) Янтарь. Л.: Недра.С.190
- Трофимов В.С. (1974) Янтарь. М.: Недра.С.183
- Шакс И.А., Файзулина Е.М. (1974) Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. Л.: Недра.С.130.
- Эглинтон Дж., Мэрфи М.Т. Дж. (1974) Органическая геохимия. Л.: Недра. С.487.
- Fronde J.W. (1967) X-Ray Diffraction Study of Fossil Elemis //Nature.Vol.215. September 23. P.54-55
- Iglesias M.J., Jimenez A., Laggoun-Defarge F., Soares-Ruiz I. (1995) FTIR Study of Pure Vitrains and Associated Coals //Energy & Fuels. 9. P. 458-466.
- Petrova R., Minchev D., Nikolov Zdr. (1985) Comparative investigation of gagate and vitrain from the Balkan coal basin //Intern.J.of Coal Geology. V.5. №3. P.275 –280.
- Traverse A., Kolvoord R.W. (1968) Utah Jet: A Vitrinite with Aberrant Properties //Science, New Series. Vol.159. №. 3812 (Jan.19). P.302-305.
- Watts S., Pollard M. (1996) Identifying archaeological jet and jet-like artifacts using FTIR //Archaeometry. 94. P.101-108.
- Watts S., Pollard M., Wolff G.A. (1999) The Organic Geochemistry of Jet: Pyrolysi -gas Chromatography/ Mass Spectrometry (Py-GCMS) Applied to Identifying Jet and Similar Black Lithic Materials – Preliminary Results //Journal of Archeological Science/ 26. P.923-933.

COMPARATIVE ANALYSIS OF ARCHEOLOGICAL GOLD WARE AND NATIVE GOLD ORE MANIFESTATIONS OF SOUTHEAST GEORGIA

V.Geleshvili, N.Poporadze

Comparative Analysis of Archaeological Gold Ware and Native Gold Ore Manifestations in South-Eastern Georgia. V.Geleshvili¹, N.Poporadze². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia. ²Technical University of Georgia, 77 Kostava st, 0175 Tbilisi (nodar_poporadze@yahoo.com)

Detailed micro X-ray spectral analysis of gold ware of different epochs and functionality, having been found in various burials on the territory of ore manifestation in Bolnisi, clearly shows the similarity of their chemical composition and that of native gold mined on the mentioned territory. Thus, it may be considered that Georgian metal-workers made gold ware using native gold from South-Eastern Georgia as well.

სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ოქროს გამოვლენების და არქეოლოგიური ოქროს საიუველირო ნაკეთობების ქიმიური შედგენილობის შედარებითი ანალიზი. ვ.გელეიშვილი¹, ნ.ფოფორაძე². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, შალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი ²საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, კოსტავას ქ. №77, 0175 თბილისი (nodar_poporadze@yahoo.com).

ბოლნისის მადნიანი რაიონის ტერიტორიაზე სხვადასხვა სამარხებში აღმოჩენილი განსხვავებული ეპოქისა და ფუნქციონალური დანიშნულების ოქროს საიუველირო ნაკეთობების დეტალური მიკრორენტგენოსპექტრალური კვლევა თვალნათლივ გვაძლევს მათი ქიმიური შედგენილობის მსგავსებას ამ ტერიტორიაზე არსებული ხალასი ოქროს ქიმიურ შედგენილობასთან, რაც გვაძლევს საშუალებას ვივარაუდოთ, რომ ოქროს ნაკეთობების დასამზადებლად ქართველი მელითონები იყენებდნენ სამხრეთ-აღმოსავლეთ საქართველოს ხალას ოქროსაც.

Сравнительный анализ химического состава археологических золотых ювелирных изделий и золоторудных проявлений юго-восточной Грузии. В.И.Гелешвили¹, Н.Г.Попорадзе². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. ²Грузинский технический университет, ул. Костава, 77, 0175 Тбилиси (nodar_poporadze@yahoo.com)

Детальный микрорентгеноспектральный анализ золотых ювелирных изделий разных эпох и функциональных назначений из разных захоронений на территории рудного района Болниси показал явное сходство их химического состава с химическим составом самородного золота, добываемого на упомянутой территории, что дает возможность предполагать, что грузинские маталлообработыватели также применяли самородное золото из юго-восточной Грузии.

Georgia is fairly regarded as one of the most ancient centers of mining and treatment of noble metals, testified with the preserved written sources of the foreign historians and explorers (Apakidze A., et al. 1955; Apiane ..., 1959; Chkonია A. 1983), ancient mine workings, artifacts and remnants of workshops creating gold product, and also information on the gold recovery methods used by our ancestors and know-how of fabrication of jewelry from pure gold raw material (Takaishvili 1907, Lordkipanidze 2002, Nadiradze 1999).

From early times, the gold was mined from river sediments - from auriferous sands, and bedrocks obtained from mine workings. Endorsement to this is found out at archeological sites – in ancient centers of non-ferrous and ferrous metallurgy, together with the preserved gold bullion of the definite function and bars of different contents (Urushadze 1946).

The main goal of our research is to define composition, form of existence and distribution regularities of elements - admixtures in goldfields of different regions of Georgia and to establish the same exponents in the jewelry containing noble metals of various epochs beginning from the Bronze Age to define the available autochtoneity of metals in the above mentioned products.

In numerous monographs of historical-archeological and fine art character are considered in detail the artifacts, the origin and function of separate exponents and a priming of jewelry (Urushadze 1946, Kaukchishvili 1957, Chkonია 1983).

Unfortunately, we cannot tell the same about the chemical-technological analysis of archeological artifacts – gold ware. In most cases, such a blank turns out to be a base for far-going but ill-founded conclusions.

Our investigations aim at partial improvement of this omission. The investigations were carried out in the Republic Center of Gemmology, research, diagnostics and processing of mineral matter. The samples – auriferous minerals were treated with the point-tstimation method of the micro X-ray spectral analysis (lower-range of the accuracy for the device is 0,1%). The represented research method does not damage the exponent. Only dimensions of the item are restricted, sometimes imperfections in the definite point of the exemplar under study (rough surface, rusty areas, microcracks, ect.) cause minor deviation.

The presented paper deals with the samples of the Bolnisi auriferous ore district and the comparative analysis of chemical contents of the gold-bearing ancient artefacts.

In the Bolnisi ore district lots of mine openings have been found; here the ancient tribes applied stone tools for gold mining. After the discovery of the Madneuli deposit have been studied lots of gold manifestations in this district. On this territory, at present the probable reserves of gold attain hundreds of tons.

Within the Madneuli ore district two main auriferous ore formations are distinguished: 1) gold-sulphide and 2) gold in secondary quartzites (Geleishvili 2004).

The gold-sulphide formation integrates a wide spectrum of the auriferous deposits of various types comprising sulphosalts and tellurides. They form the evolutionary-lateral series; their utmost members are often represented by gold-containing copper deposits on one hand and the polymetallic ones on the other hand.

Characteristic feature of the gold-bearing areas is a “through” development of mineralization in space and time accompanied with the formation of vertical (evolutionary) and lateral (synchronous) series.

The main ore minerals of Madneuli copper pyrite ores are chalcopyrite and pyrite, and also sphalerite and galenite.

In all the primary ores of this type presence of selenium, tellurium, cadmium, germanium, thallium, aurum and argentum is identified; their quantity makes possible to extract the accessory minerals.

It is ascertained that hydrothermal fluids forming barite-polymetallic and copper pyrite ores always contained gold and silver.

Gold accumulation of practical importance is associated with the late stage of mineralization, where the free gold alongside with a group of rare metals (sulfbismuth, tellurides) is superimposed on the ores of various type and metasomatites; together with the above mentioned group of minerals in sulphides and quartz it forms the intersecting veinlets and irregular separations. At the same time it should be noted that gold is met mainly in a form of mechanical admixtures.

In all the sulphides of copper pyrite ores a fine-dispersed gold is met. It also makes small isometric inclusions in chalcopyrite, pyrite and quartz.

Gold in chalcopyrite is observed as wavy veinlets in association with quartz. Size of veinlet is 0,0001mm.

In chalcopyrite and pyrite isomorphic gold is observed.

Within the Bolnisi ore district the auriferous secondary quartzites make an independent ore formation, such as extensive metasomatic fields widespread in the Cretaceous volcanogenic rocks. Ore-bearing secondary quartzites occur as a residue of hydrothermal-metasomatic division of petrogenic components of volcanogenic rocks and seldom in a form of transition product. Here, gold is associated with the final stage of mineralization and hence with mineralization superposed on quartzites. The character of mineralization depends upon the composition of the silicified formations. With increase of the acidity, in quartzites is rising the concentration of such accompanying elements as lead, barium, mercury, tellurium etc.

The characteristic features of free gold in quartzites are: color – goldish yellow sometimes with whitish tint, also occur pale grains covered with ferric hydroxide; surface – irregular, splintery, with little dimples; grain form – irregular, sagged and spinned, rarely rounded, dendritic, wire-like; grain size – mainly 0,1-0,2mm, seldom 0,4-0,5mm and more scarcely comparatively coarse grained (up to 0,8mm). Gold generally occurs in the cracks and voids of quartzites (Fig. 1).

Sometimes in association with massive gold is observed native silver as well. It is black and has a rounded configuration. There occur holocrystalline grains of electrum with sponge-like surface; their size is up to 1,0mm.

On the territory of Lower Quartli we have studied chemical composition of gold grains from Khrami, Gomareti, Mamulo and Madneuli districts. We have determined exact chemical composition of separate mineral inclusions and microcomponents in them.

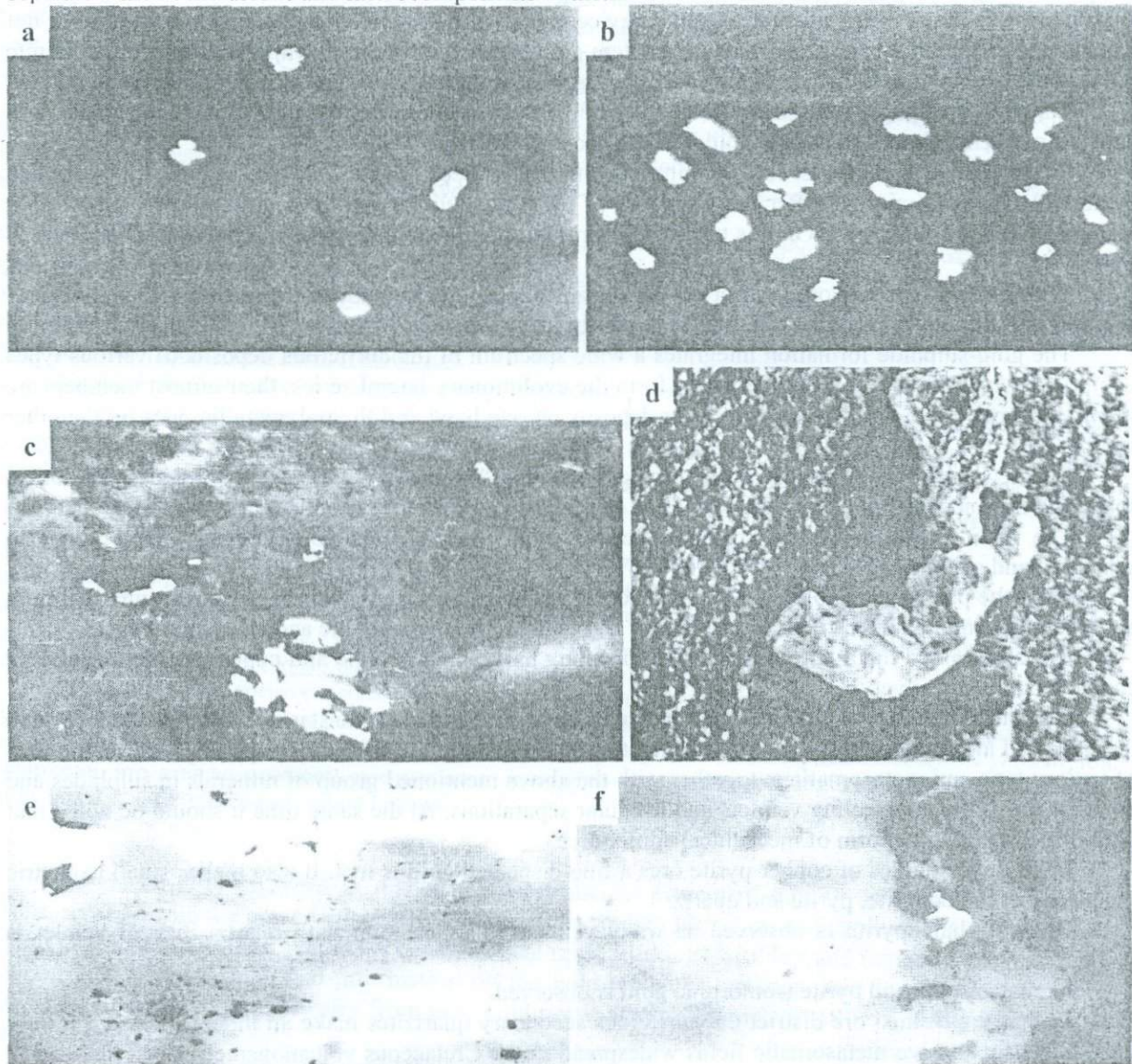


Figure 1. Madneuli Ore Deposit

a.- Heavy concentrate 108, horizon 1014m, gold grains - magnifying degree 40; b.- Heavy concentrate 115, horizon 1038m. Gold grains - magnifying degree 40; c.- massive gold, electron microscope – magnification degree 300; d.- gold dendrite – magnification degree 300; e.- gold in the voids of quartzite – thin section with magnification degree 120; f.- gold in the cracks of quartzite - thin section with magnification degree 190.

Most of the studied native gold grains are characterized by non-uniform chemical composition and irregular distribution of the admixture elements in them. Gold grains are represented both as solid solutions (Au, Ag) and isomorphous mixtures. There are also mechanical impurities in them. Native gold grains practically never produce an ideal solid solution; they are almost always characterized with a non-uniform chemical composition.

Percentage of native gold from the ore occurrences (Khrami, Mamulo, Madneuli) of the Bolnisi ore district varies within 81-95%, distribution of microcomponents in them is non-uniform and it doesn't fall under any regularity.

Chemical content of gold grains from definite areas of the Khrami region is different, here are observed areas with high concentration of silver (162-8, 154-8, 156-27), and also gold grains with low content of silver (154-7, 162-14).

Chemical composition of free gold with high content of silver is: Au – 76, 69-91,71%, Ag – 1,48-20,18%, percentage of Pb is rather high – 4,32%, copper is practically absent, Si is fixed in the majority of points and reaches 2,52%, Fe content is low, it occurs only in several points. Chemical composition of free gold with low content of silver is: Au – 88,98-95,24%, Ag – 0,06-8,68%, lead is almost in every second point reaching 1,72%, Si is fixed in almost all the points and varies within the interval of 0,2-1,46%, concentration of Te is insignificant (max. 0,16%). Gold from the Khrami region is free of arsenic and selenium.

Chemical composition of the Madneuli gold grains conventionally can be divided into two groups. The first group is characterized by a high content of gold - Au – 89,52-97,72%, Ag – 0,15-4,81%, Pb in every second point and reaches 4,19% (Fig. 2), and the second one with a comparatively low content of gold.

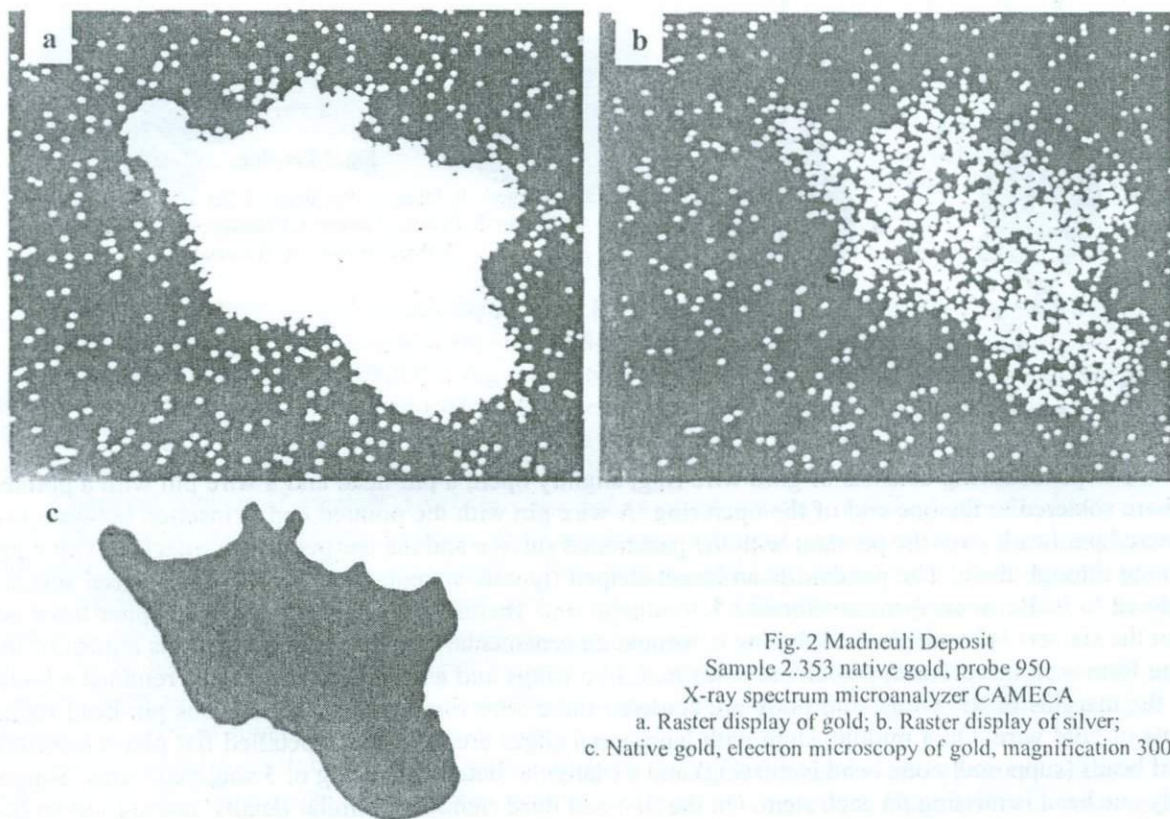


Fig. 2 Madneuli Deposit
Sample 2.353 native gold, probe 950
X-ray spectrum microanalyzer CAMECA
a. Raster display of gold; b. Raster display of silver;
c. Native gold, electron microscopy of gold, magnification 300

On the whole the gold grains from Gomareti region are characterized by high content of gold. Comparatively low content of silver is fixed, with the exception of one sample (140-1), where it amounts 9,56%. Chemical composition of the rest of samples is: Au – 91,69-96,44%, Ag – 1,02-5,08%, Pb is only in several points and its maximum is 1,01%, Si is fixed in every second point and its maximum is 1,75%. Increased content of iron is remarkable. Gold grains from Gomareti are free of Ar, Se, and only in one point Tellurium (0,16%) is fixed.

There are two types of gold grains from the Mamulo region. One, with high concentration of gold and low percentage of silver and the second type with the increased silver and reduced gold. Chemical composition of the gold grains with high content of gold is as follows: Au – 90,33-98,42%, Ag – 0,33-

7,27%. Lead is observed in several points and its percentage is rather high (maximum 3,45%), Si is fixed in almost all the points and amounts 2,79%.

Chemical composition of gold grains with the increased percentage of silver is: Au –70,37-88,33%, Ag – 7,57-28,1%, lead is fixed in almost every third point and its percentage is rather high (max. 2,15%). Si is in comparatively low quantities. In several points rather interesting content of cadmium is fixed. Arsenic and Selenium are practically missing, tellurium is fixed in two points (0,15%).

Silicium is fixed only in two points (0,49%). The increased content of iron attracts interest, in one point it reaches 3,6%.

Gold disseminations from primary occurrences are more rich in silver and silicium than placer gold grains are. In some points of gold grains is fixed an increased amount of silicium, lead and iron; arsenic, platinum, zinc, tin are practically absent.

An earring with garnet that was found in Dmanisi district has a configuration of insect. It consists of two parts: a simple open ring and a gemmed pendant with partitions.

The presented earring is a complex item. Framework of the item is decorated with the edged partitions of different form and flat gem stones.

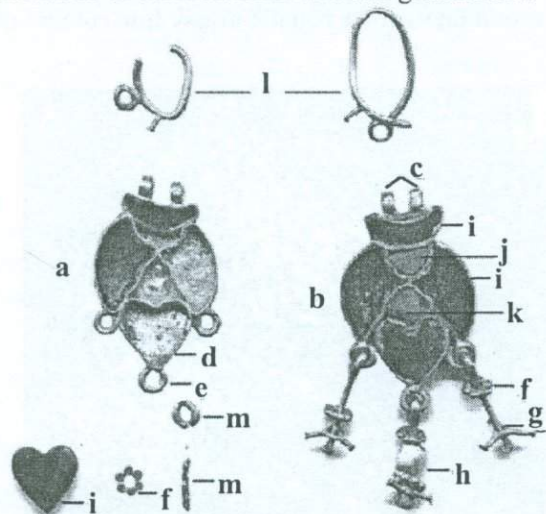


Fig. 3 Ear-ring

a. Damaged; b. Intact; c. Pin-head; d. Set; e. Ring; f. Rosette; g. Pin; h. Pearl; i. Garnet; j. Chrizopraxe; k. "Paste"; l. Pendant ring; m. Bronze pin.

The pendant ring consists of gold wire ring, slightly open; a pin-head and a wire pin with a pointed end are soldered to the one end of the open ring. A wire pin with the pointed end is inserted between two soldered pin-heads over the pendant with the partitioned surface and the ear pendant is attached with a pin running through them. The pendant is an insect-shaped figurate support plate; 4 low edged basal sets are soldered to it. Between them are formed 1 triangular and 1 hemispherical segments. The upper basal set from the six sets is hemispherical, below is formed an ornamental segment. The segment is almost of the same form – an insect head, prominent sides look like wings and a triangular heart form reminds a body. On the margins of the wings and body are soldered three wire rings with the pendulous pin-head round stems of gold wire. On a middle, stem with hammered edges are beaded six petalled flat plates (rosette), pearl beads (supposedly one bead is missing) and a triangular detail consisting of 3 soldered stems. Supposedly one bead is missing on each stem. On the first and third stems bob similar details: one six-crown flat thin plate (rosette) and a triangular detail consisting of 3 soldered stems here the pearls are also damaged.

In the marginal basal set a garnet is inserted. The garnets are of brown-reddish colour and are of different shape. They are represented with pyrope-almandyne (refraction index 1,570) and almandyne-pyrope (1,770) category. In the set between the garnets is located a trigonal chrizopraxe with a flat surface. The upper part of the body, between the edges is filled with "paste".

Both ear-rings are of identical form and all garnets are of the same category, but difference is noted as well. The pins of the item are made of bronze, that may be a result of restoration. To our mind the running through and suspending stems were made of other metal, that practically was not preserved due to oxidation processes. The metal stems discovered together with the ear-ring comply with the content of bronze.

The details of both ear-rings are produced mainly of high probe gold; they only slightly differ in silver and copper content. The chemical composition of pendant ring of both ear-rings is: Au – 92-96%; Ag – 0,74-3,76%, Cu – about 3%. In some points increased content of Si is fixed (about 2%). The partition edge: Au – 95,61-97,45%, Ag – up to 1,21%, Cu – up to 0,77%. In the point of inclination of the basal set chemical composition is the same. The lower ring (Fig. 3c): Au - 93, 16-97,31%; Ag - 1,99-5,84%; Cu - 0,6-1,47%. Chemical percentage of the pin (Fig. 3e): Au - 90-94,96%; Ag - about 2%; Cu - about 1%. (chemical content of elements is rather low). Chemistry of rosette: Au - 94-95,52%; Ag - 1,05-3,58%; Cu - 0,64-1,65%. Chemistry of the reverse side of the ear-ring plate: Au - 92,5-96,48%; Cu - about 1%; silver in one point reaches 3,36%. Chemical composition of the ear-ring details completely conforms to the chemical composition of the native gold grains existing on the territory of Georgia.

Each petal of the seven-petalled rosette (fig. 4) is brimmed with a granulated lace. In the center of the rosette is soldered a basal set made of thin plate.(fig. 4c), it is empty. Margins of the set do not contact each other (open margined). Joint of brazing is not observed.

The rosette petals are engraved, their center is convex (fig. 4d). A golden plate of one petal is torn. On the reverse side of the rosette, in the center a simple wire strap is soldered (Fig. 4c).

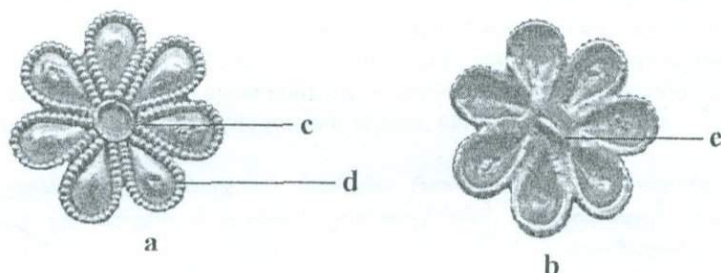


Fig. 4. Rosette
a. Front surface; b. Reverse side;
c. Basal Set; d. Rosette petals; e. Strap.

Chemical composition of the set varies: Au - 82-90,49%; Ag - 6-12,29%; Cu - 1,15-3,14%.

Rosette petals: Au - 82,6-85,46%; Ag - 10-12,84%; Cu - 0,88-2,38%; lead – 0,7-2,0%.

Granulated lace: Au - 89-99,69%; Ag - 4,86-6,48%; Cu - 1,12-1,91%. Close to the solder line an increased percentage of silver and reduced percentage of gold is observed. In the points of the set base: Au - 91-91,86%; Ag - 5,0-6,62%; Cu - 0,96-2,25%; The reverse side of the rosette: Au - 83,68-90,49%; Ag - 6-12,29%; Cu - 1,15-3,14%.

Chemical content of separate details in some points varies within definite intervals; that is caused by insufficient refining of metals resulting in the production of nonideal solid solution. In various points maldistribution of gold and silver characteristic of the Antique and Late Antique gold ware is observed.

Comparison of gold content of native gold identified in the Bolnisi ore region and that of the gold were discovered on the same territory have given rather interesting results:

- In the older gold ware the gold raw material is reworked to a lesser extent; it was practically used in such a form as mined, only in some instances to produce separate details (having definite load) as an additive a little bit of silver and copper were added;

- Mechanical inclusions of quartz group minerals in the native gold are rather remarkable. The inclusions are of different size, from micron up to several tens of angstroms. Comparatively large quartz inclusions are removed just upon the primary refinement of native gold. The smaller quartz inclusions are more stable to versatile treatment. They remain in raw material and are observed even in the jewelry. High contents of Si fixed in some points of the jewelry discovered in archeological burials testify to it. In case of intensive purification of native gold, is less presumable existence of fine dispersed quartz admixtures;

- In case of chemical refining of primary gold the quartz inclusions are completely removed;

- Detailed chemical-technological study of gold ware of different epochs and various function discovered in different excavation sites of the considered territory shows that their chemical composition is similar to that of native gold existing on the same territory;

- Similarity of chemical composition of native gold and archeological gold ware is one of the arguments verifying autochtonity of the used gold.

References

- Apakidze A., et al. (1955) Mtskheta. Vol.1. Results of Archeological Investigations. Tbilisi. P.225.
- Apiane Mithridate's History of Wars. (1959) Tbilisi. P. 199.
- Chkonia A. (1983) Golden Jewel from the Site of Ancient Settlement Vani. Vani. Vol. VI. P. 237.
- Geleishvili V. (2004) Questions of Mineralogy of Gold Ore Show of Georgia //Proceedings of Geol. Inst. of Georgian Academy of Sci. New series, issue 119. P. 557-560.
- Kaukhchishvili T. (1957) Strabon's Geography. References Concerning Georgia. Tbilisi. P. 70-71.
- Lordkipanidze O. (2002) At the Cradle of Ancient Georgian Civilization. Tbilisi. P. 338.
- Melikishvili G. (1960) Urart Wedge-shaped Inscripts. Moscow. P. 234-235.
- Nadiradze J. (1999) Sairkhe - the Ancient City of Georgia. Tbilisi. P.198.
- Takaishvili G. (1907) Archeological Voyage and Notes. Tbilisi. P. 5-6.
- Urushadze A. (1946) Ancient Kolkhети in the Legend on Argonauts. Tbilisi P. 293-294.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЕДАБЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Дж.Л.Доебрич, В.М.Баба-заде, С.А.Кекелия, В.Г.Рамазанов,
З.И.Мамедов, А.М.Исмаилова, Ш.Ф.Абдуллаева, М.А.Кекелия, С.И.Кулошвили,
Н.Э.Гагнидзе, Н.Г.Садрадзе

Геолого-геофизические и геохимические модели рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района. Дж.Л.Доебрич¹, В.М.Баба-заде², С.А.Кекелия³, В.Г.Рамазанов², З.И.Мамедов², А.М.Исмаилова², Ш.Ф.Абдуллаева², М.А.Кекелия³, С.И.Кулошвили³, Н.Э.Гагнидзе³, Н.Г.Садрадзе³. ¹Геологическая служба США (USGS) (jdoebri@usgs.gov), ²Бакинский государственный университет (vasifbabazade@yahoo.com), ³Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (kekeliya_sergo@mail.ru)

На базе материала по известным золото-меднопорфировым месторождениям Кедабекского рудного района (Азербайджан), связанным с т.н. Атабекско-Славянскими плагиогранитами (Кардаг, Хархар, Джагир-чай), выявлена рудно-метасоматическая зональность рудных тел; составлены, с использованием результатов магниторазведочных и электроразведочных работ, геофизические модели, которые могут быть использованы при картировании рудоносных площадей. В статье приведены геохимические характеристики рудных объектов. Установлено, что в практических целях могут быть использованы как гидрохимические аномалии, так и первичные геохимические ореолы меди, молибдена, свинца, серебра, а также литохимические потоки золота, свинца, меди, цинка.

კედაბეკის (აზერბაიჯანი) მადნიანი რაიონის სპილენძ-პორფირული საბადოების გეოლოგიურ-გეოფიზიკური და გეოქიმიური მოდელები. ჯ.ლ.დობრიჩი¹, ვ.მ.ბაბა-ზადე², ს.ა.კეკელია³, ვ.გ.რამაზანოვი², ზ.ი.მამედოვი², ა.მ.ისმაილოვა², შ.ფ.აბდულაევა², მ.ა.კეკელია³, ს.ი.ყულოშვილი³, ნ.ე.გაგნიძე³, ნ.გ.სადრაძე³. ¹საშ გეოლოგიური სამსახური (jdoebri@usgs.gov), ²ბაქოს სახელმწიფო უნივერსიტეტი (vasifbabazade@yahoo.com), ³საქართველოს განათლების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (kekeliya_sergo@mail.ru)

კედაბეკის მადნიანი რაიონის (აზერბაიჯანი) ცნობილი ოქრო-სპილენძ-პორფირული საბადოების მადნიანი სხეულები უკავშირდება ე.წ. ათაბეკ-სლავურ პლაგიოგრანიტებს (კარადაგი, ხარხარი, ჯაგირ-ჩაი). მადნიანი სხეულებში გამოვლენილია მადან-მეტასომატური ზონალობა. მაგნიტომეტრული და ელექტრომეტრული კვლევების შედეგად მიღებული მონაცემების საფუძველზე შედგენილია გეოფიზიკური მოდელები. აღნიშნული მოდელები გამოიყენება მადანმეტარებელი ფართობების კარტირების დროს. სტატიაში მოყვანილია მადნიანი ობიექტების გეოქიმიური მახასიათებლები, მიღებულია დასკვნა, რომ პრაქტიკული მიზნებისათვის შეიძლება გამოყენებულ იქნას ჰიდროქიმიური ანომალიები, სპილენძის, მოლიბდენის, ტყვიის, ვერცხლის პირველადი ანომალიები და ოქროს, ტყვიის, სპილენძის და თუთიის ლითოქიმიური ნაკადები.

Geological-geophysical and geochemical models of ore magmatic systems of porphyry copper deposits of the Kedabek mining district. J.L.Doebrich¹, V.M.Babazade², S.A.Kekeliya³, V.G.Ramazanov², Z.Y.Mamedov², A.M.Ismailova², Sh.F.Abdulaeva², M.A.Kekeliya³, S.I.Kuloshvili³, N.E.Gagnidze³, N.G.Sadradsze³ [US Geological Survey] 945 National Center, 12201 Sunrise Valley Dr., Reston, VA 20192 (jdoebri@usgs.gov), ²Baku State University, (vasifbabazade@yahoo.com), ³Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia, (kekeliya_sergo@mail.ru).

Recent analysis of data on known gold-porphyry copper deposits of the Kedabek mining district (Azerbaijan) related to the Atabek-Slavyansk plagiogranites (Karadag, Kharkhar, Djagirchai) has allowed to establish ore-metasomatic zonality of these deposits. With the use of geophysical methods – magnetic, electrical, deep seismic sounding (DSS). It has been created geophysical models that may be helpful in mapping of ore-bearing areas. The article contains geochemical characteristics of some ore objects of the region. An inference has been drawn that both the hydrochemical anomalies and the primary geochemical aureols of Cu, Mo, Pb, Ag, as well as lithochemical dispersion trains of au, Pb, Cu, Zn can be in practical purposes.

Краткая характеристика золото-меднопорфирового оруденения. Меднопорфировые м-ния (с золотом) размещены на Малом Кавказе, который был сформирован в альпийском цикле в результате конвергентного взаимодействия Южнокавказской континентальной и Иран-

ской океанических микроплит. Южнокавказская микроплита рассматривается как составная часть Евразийского континента. Края соприкасающихся отмеченных микроплит служили ареной для интенсивных эндогенных процессов, давших целую группу месторождений цветных и благородных металлов. Считается (Монин и др., 1987), что первое соприкосновение Даралагезского и Южнокавказского континентальных блоков произошло в коньяке. Начало континентальной коллизии знаменует собой очередной этап рудогенеза. В результате взаимодействия сближающихся континентальных блоков тылы малокавказской палеодуги превратились в тектоническую брекчию, образовались разломные структуры, приведшие к декомпрессионному магмогенезу и массовому потоку к земной поверхности мантийных рудоносных флюидов. Для фрагментов палеоостровной дуги (Сомхито-Карабахская зона и юго-восточнее смещенный вдоль субмеридионального разлома ее Кафанский блок), которые слагаются байос-позднеюрскими вулканитами, осложненными средне- и верхнеюрскими, а также раннемеловыми гранитоидами, характерны золотосодержащие медноколчеданные и медно-порфиоровые месторождения. Среди последних наиболее известно Техутское месторождение (Армения), где меденосные тоналит-порфиоровые штоки занимают апикальные части крупной фанеритовой раннемеловой кварц-диорит-тоналитовой интрузии. Примерно аналогичную геологическую позицию занимает Карадагское рудное поле, ассоциирующее с диоритовыми порфиритами, осложняющими среднеюрский Атабекско-Славянский плагиигранитовый массив. Медно-порфиоровые месторождения Карадагского рудного поля являются представителями т.н. “диоритовой” модели V.Hollister (1975), для которых характерны высокие отношения меди к молибдену и относительно повышенные содержания (по сравнению с медно- и молибден-порфиоровыми) благородных металлов в рудах (Кривцов и др., 1985). В отличие от последних, месторождения позднего этапа развития Малокавказской палеодуги, в частности, Техутское, характеризуются крайне низкими содержаниями золота в рудах. Ранее предложено было (Ратман и др., 1985) отнести упомянутое месторождение, с учетом состава его рудно-магматической палеосистемы, к “тоналитовой” модели, которая отлична от “диоритовой” V.Hollister.

Металлический облик Кедабекского рудного района с колчеданным и медно-порфиоровым оруденением (Битти-булаг, Кедабек, Ново-Ивановка, Карадаг и др.) определяется закономерным пространственным размещением в пределах тектонических блоков однотипных месторождений.

Карадагское рудное поле приурочено к осевой части Шамкирского горст-поднятия, сложенного метаморфическими породами докембрия, перекрытыми терригенной формацией и вулканогенами лейаса и аалена. Вдоль осевой линии поднятия выделяются поперечные антиклинали, разделенные синклинальными прогибами; вдоль осевых полос они интродуцированы меридионально вытянутыми гранитными интрузиями. На западе, по юго-западному крылу горст-поднятия, наблюдается поднятие вулканогенов нижнего байоса, которые по Кедабек-Мургузскому надвигу надвинуты на отложения эоцена (Туговик, 1974).

В строении рудного поля и пространственном размещении эндогенной минерализации важную роль играли дизъюнктивные нарушения с амплитудами смещения до 100 м.

Как следует из многочисленных работ (Баба-заде и др., 1989; Баба-заде и др., 1990; Баба-заде, 2003; Кривцов и др., 1985), медно-порфиоровое оруденение в Кедабекском рудном районе связано с порфиоровыми малыми интрузивными штоками и дайками кварц-диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиоров, прорывающих плагииграниты Атабекско-Славянского массива.

На Карадагском участке рудоносный порфиоровый шток и дайки имеют северо-западное склонение, на Хархарском – юго-восточное. Исходя из преобладающей северо-восточной ориентации порфиоровых даек и их склонения, пройденными скважинами, две из которых углубились по интенсивно минерализованной зоне на глубину 400 м, вскрыть рудоносную зону на полную мощность не удалось. Среднее содержание меди в зоне составляет 0,53%, молибдена – 0,003%.

На Хархарском участке прожилково-вкрапленное медно-порфиоровое оруденение, судя по данным бурения и подземным выработкам, сконцентрировано в обрамлении штока, в удалении от которого на 250-300 м сменяется пиритовой рубашкой. Среднее содержание меди в изученной горными выработками части штокверка составляет 0,51%, молибдена – 0,03%.

Джагирчайское месторождение размещается в локальном тектоническом блоке, ограниченном с запада, северо-запада и востока зонами разломов. Зона буровыми скважинами (№ 251 и 259) изучена на всю мощность. Содержание меди в зоне составляет 0,1-0,23%. Атомно-абсор-

бционным анализом установлено золото содержанием 1г/т (в 2-х керновых пробах мощностью 4,0 м). В скважине № 267 в отобранной керновой пробе на глубине 120 м от дневной поверхности отмечается золото – 0,42 г/т. Рудное тело вскрыто и оконтурено буровыми скважинами. Длина рудного тела около 1000 м, средняя ширина 200 м, средняя мощность 34 м (10-64 м). Содержание меди в рудном теле составляет 0,2 - 0,6 %, иногда до 0,8 %, молибдена – 0,001 – 0,002 % (иногда до 0,04 %).

Важной особенностью золотосодержащих медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района является широко и интенсивно проявленные процессы гидротермального изменения вмещающих пород. Характеризуются они многоэтапным развитием, обусловленным неоднократным внедрением магматических образований.

На месторождениях Карадагского рудного поля выявляется рудно-метасоматическая зональность, смена в пространстве минерального и химического состава руд и вмещающих их метасоматитов.

Большой интерес для выявления зональности метасоматитов и связанных с ними руд представляют объекты Карадагского рудного поля. Оно размещено в центральной части рудного района и характеризуется наличием рудоносных порфировых штоков, прорывающих интрузивную раму и в общем приуроченных к мощным рудоподводящим разрывам. Зоны метасоматических колонок закономерно сочетаются в пространстве, слагая обширные тела последовательно проявленных метасоматитов калишпатовой, грейзеновой, пропилитовой, вторичнокварцитовой и аргиллизитовой формаций, и для которых характерно наложение продуктов последующих образований на более ранние. Наиболее широко распространены вторичные кварциты, имеющие площадное развитие и проявляющие тесную связь с медно-порфировым оруденением Карадагского, Хархарского, Джагирчайского и других месторождений. Эти новообразования тяготеют к апикальным частям малых порфировых интрузивов, внедрившихся в тела Атабекско-Славянского плагиигранитового массива. Исходя из анализа пространственного размещения метасоматитов можно проследить эволюцию их формирования, а именно: региональное пропилитовое зеленокаменное изменение пород, имеющее широкое площадное распространение, наложение на них более поздних процессов, приводящих к образованию новых дорудных изменений. Медно-порфировая минерализация формируется именно в этом отрезке гидротермальной деятельности, которая привела к появлению полифациальных кварцитов, в том числе основных рудолокализирующих кварц-серицитовых метасоматитов. Эволюция гидротермального изменения пород привела к тому, что в распределении различных фаций и зон метасоматитов обнаруживается вертикальная и латеральная зональность, являющаяся следствием стадийности и эволюции процессов рудообразования.

Приведенная схема естественно несет элементы субъективности, и тем не менее она, на наш взгляд, отражает рудно-метасоматическую зональность медно-порфировых месторождений Азербайджана. В близповерхностных условиях незначительная рудная минерализация отмечается в сольфатарных аргиллизитах. Однако уже в средних горизонтах рудоносными являются кварц-серицитовые новообразования. Метасоматиты окружены широким ореолом пиритизации, нередко выходящей за пределы интрузива.

Для медно-порфировых месторождений Кедабекского рудного района намечается (Бабазаде и др., Рамазанов, 1990; Бабазаде, 2005) следующий ряд зональности элементов по латерали (от центра к периферии):

$Mo \rightarrow Cu \rightarrow Ag \rightarrow Co \rightarrow Ni \rightarrow Cu \rightarrow As \rightarrow Pb \rightarrow Zn.$

Если интерпретировать полученные результаты на геологическом разрезе, нетрудно заметить, что медно-молибденовые составляющие данного ряда зональности четко соответствуют отрезку Хархарского месторождения, а за пределами рудного поля во внешней зоне данного ряда последовательно расположены As, Pb и Zn. На геологическом разрезе этому отрезку соответствует Битти-Булагское медно-мышьяковое месторождение. В промежуточном отрезке данного ряда зональности из индикаторных элементов медно-порфировых руд расположено лишь серебро. Здесь уместно отметить взаимосвязь медно-порфирового оруденения с месторождениями других рудных формаций, сменяющих его по латерали и по вертикали (Бабазаде, 2000, 2003). Распознавание этих формаций не вызывает затруднений, т.к. они в большинстве случаев размещаются пространственно обособленно. Справедливо было отмечено (Павлова, Сахновский, 1988), что при моделировании медно-порфирового типа оруденения следует учитывать существование рудно-магматических систем с разной специализацией.

По данным буровых скважин нами исследована вертикальная рудная зональность. Для Карадагского месторождения она выглядит следующим образом (снизу вверх):

Mo → Cu → Co → Ni → Cr → Ag → Pb → Zn.

Геофизическая модель. Опыт исследования геофизических и геохимических методов при поисках и прогнозировании медно-порфирового оруденения позволило получить весьма важную информацию о глубинном строении рудных узлов и рудных полей, рудоконтролирующих магматических телах, выявить зональность метасоматитов и геохимических ореолов (Бабазаде и др., 1990; Сотников, Берзина, 1986; Сотников и др., 1988). Более того, полученная информация дает возможность (Павлова, Сахновский, 1988) дополнить ранее построенные модели более конкретными схемами медно-порфириновых рудных систем, охватывающими не только геологические особенности этих систем, но и их геофизические и геохимические характеристики. С этой целью исследованы данные комплексных геофизических методов (магниторазведка, электроразведка) ВП (вызванной поляризации) и ВЭЗ ВП (вертикальное электрическое зондирование вызванной поляризации), ЧИМ (частичное извлечение металлов).

Проанализировано 30 потенциально перспективных на сульфидную минерализацию аномальных участков пород с определенными физическими свойствами, в их числе площадь Карадагского месторождения.

На картах изодинам и графиков магнитного поля устанавливается, что плагиограниты байосского этапа магматизма картируются отрицательными значениями ΔT . Площадь интрузии оконтуривается нулевой изолинией напряженности магнитного поля.

Магнитные аномалии разного порядка и интенсивности соответствуют порфирировым интрузивам, вулканогенным образованиям, лавовым покровам. Относительно высоким магнитным полем до 1000 нТл картируется Джагирчайский интрузив. Локальные максимумы магнитного поля напряженностью от 500 до 1000 нТл отвечают телам повышенной основности. Спокойным положительным полем (ΔT от 0 до 100 нТл) со слабыми горизонтальными градиентами картируются области развития эффузивных и пирокластических фаций вулканитов верхнего байоса, которые представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами, андезит-дацитами, туфами и пирокластолитами.

В северо-западной приграничной полосе Джагирчайского участка выделяются локальные аномалии овальных и кольцевых форм со значениями ΔT от 300 нТл и более, картирующие, по видимому, тела субвулканических образований (андезит-дацитов, дацитов, риодацитов) верхнебайосского возраста.

Северо-восточная граница Джагирчайской перспективной площади на медно-порфириновое оруденение проведена по изолинии поляризуемости в 10%, которая довольно четко картирует площади развития вторичных кварцитов с интенсивной сульфидной минерализацией.

С целью получения информации о природе и условиях залегания объектов рудно-магматических систем медно-порфирового оруденения, были выполнены работы по интерпретационным профилям комплексом методов: магнитная разведка, ВПСГ (метод срединных градиентов), ВЭЗ ВП и ЧИМ.

По данным ВЭЗ ВП, установлены направления падения локализирующих сульфидную минерализацию разрывов, вертикальный размах зон сульфидной минерализации, глубина до верхней кромки объекта, морфология предполагаемых рудных тел, их связь с интрузивной деятельностью площади. Оруденение пространственно связано с интрузиями средне-кислого состава, охватывая их экзо- и эндоконтакты. Вертикальная мощность зон сульфидной минерализации составляет в среднем 200-300 м, на отдельных участках превышает исследуемую глубину (300м).

По данным магниторазведки и электроразведки, установлены скрытые под вулканогенной толщей верхнего байоса интрузии среднего и кислого состава, установлено положение скрытых частей интрузий, имеющих выходы на дневную поверхность.

В результате работ, выполненных методом ЧИМ, отмечается крайняя неоднородность рудовмещающей зоны по распределению в ней отдельных, небольших по размерам локальных ореолов с содержанием меди от 10 до 40-50 мкг/мл при фоне 2-5 мкг/л.

В центральной и южной части площади в пределах 5%-ного контура ореола поляризуемости отмечается повышенное содержание меди между профилями 21-25 ПК 60-78. Максимальное содержание меди 50 мкг/мл на ПР ПК 70, здесь же наблюдается повышенное содержание золота – 0,009 мкг/мл при фоне 0,0005 мкг/мл.

Геохимическая модель. Приведенные геохимические характеристики базируются на фактических данных, относящихся к более чем 15 медно-порфировым рудным объектам Кедабекского рудного района (10 000 результатов спектрального анализа коренных пород и около 3000 результатов спектрального анализа рыхлых элювиально-делювиальных образований).

Наибольший практический интерес представляют обширные гидрохимические аномалии, охватывающие Карадагское месторождение, Хошяльский участок и практически всю перспективную Джагирчайскую площадь. Гидрохимические аномалии по поверхностным и подземным потокам выделяются по соотношению сульфат-иона к гидрокарбонат – иону, по сумме металлов и повышенным содержанием Cu, Mo, Zn, Ag.

Определенный практический интерес представляют первичные геохимические ореолы Cu, Mo, Pb, Ag, охватывающие практически всю площадь Хархарского месторождения и совпадающие с геофизическими аномалиями ВП и гидрохимическими аномалиями Cu, Mo, охватывающими ЮВ часть Джагирчайской площади.

Заслуживают внимания результаты детальных литохимических поисков на площади Хархарского месторождения, на которой выявлены 4 аномальных поля размером от 100×200 до 200×300 м с содержанием меди до 0,05%. Две из них оконтурены на северном и две на ЮВ флангах месторождения. Во внутренних контурах этих аномалий выделяются более локальные поля – с содержанием меди до 0,1%. Характерно, что в центральной части месторождения, где оконтурено рудное тело на глубине, на поверхности литохимические аномалии меди не выделяются, что, вероятно, связано с процессами интенсивного выщелачивания и выноса меди с поверхностных горизонтов. Сказанное относится и к молибдену, где он образует лишь одну аномалию (400×150 м) на СВ фланге месторождения с содержанием 0,01—0,02%, пространственно тяготеющую к разрыву СВ простирания. Наиболее обширные аномалии меди и молибдена выделяются на северном фланге Хархарской площади, приуроченной к мощным зонам разрывов СЗ (субмеридионального) простирания и пространственно охватывающей южные фланги Карадагского месторождения.

Опытно-методическими работами выявлено, что элементами-индикаторами Карадагского месторождения по латерали являются три элемента: прямые медно-порфирового оруденения – медь, молибден, косвенный – серебро.

Наиболее широкие и интенсивные ореолы образуют медь и молибден. На поверхности ореолы меди проявлены слабо, в их строении отсутствует сплошность. Далее по значимости ореолы образуют серебро на уровне рудного тела и на поверхности. Олово образует относительно широкие, но низкой интенсивности ореолы на уровне рудного тела, а на дневной поверхности единичные, изолированные аномальные точки. Свинец, никель и кобальт образуют незначительные, узкие линейные ореолы слабой интенсивности на уровне рудного тела. Цинк, вольфрам, сурьма, висмут и мышьяк фиксируются по отдельным изолированным аномальным точкам, расположенным без определенной пространственной закономерности. Ореолы бария отсутствуют.

Отсутствие ореолов бария, мышьяка, сурьмы, свинца и цинка на дневной поверхности, на наш взгляд, свидетельствует о значительной эродированности медно-порфировой рудной колонки на Карадагском месторождении.

Оптимальная сеть опробования при проведении детальных поисковых работ на медно-порфировые руды в условиях Малого Кавказа является сеть 100×40 м применительно к масштабу 1:10 000, при которой относительное расхождение для меди составляет 12%, молибдена – 11,4%, что, однако, не превышает критического уровня и незначимо влияет на качество первичной геохимической информации.

На Джагирчайской площади выделен ряд литохимических потоков золота, сопровождающихся потоками меди, свинца, цинка. Содержание золота в литохимических потоках составляет 0,01-0,15 г/т, в двух пробах – 0,8 и в одной – 2 г/т. Литохимические потоки золота сопровождаются механическими потоками пирита с содержанием от 1 до 20 и более процентов в электромагнитной фракции шлиха с подавляющим преобладанием пентагон додекаэдрических и октаэдрических форм.

В строении аномалий на Джагирчайской площади наблюдается определенная зональность по латерали: от центра к периферии – медь, молибден, барий, их охватывают аномалии серебра, а на периферии на востоке – свинец; на западе – цинк. Количественные геохимические параметры выделенных аномалий, их элементный состав, где наряду с основными элементами медно-

порфинового оруденения (медью и молибденом), выделяются аномалии бария, свинца, цинка, занимающих крайне верхнее положение в медно-порфировой рудной колонке, что свидетельствует о том, что в отличие от Карадагского месторождения, здесь имеет место незначительная эродированность, а местами сохранность под покровом байосских отложений всей медно-порфировой колонки, совпадающей с комплексными аномалиями второй группы, включающей данные элементы.

После проведения геохимических работ стало очевидным, что в пределах выделенной аномалии меди мы имеем дело с самыми верхами медно-порфиновых рудных тел, представленных в данном срезе сульфидной минерализацией. Наша рекомендация о перспективах Джагирчайской площади получила подтверждение: в пределах указанной площади на глубине 50 м буровыми скважинами были вскрыты медно-порфиновые руды, в состав которых входят халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, молибденит, золото.

Таким образом, геохимическую зональность месторождений медно-порфировой формации (включая ореолы) можно характеризовать величиной отношения произведений элементов-индикаторов, тяготеющих к верхней части рудной зоны, к элементам-индикаторам нижних горизонтов. Обобщение и анализ этих данных по различным объектам Кедабекского рудного района позволили выделить для надрудного, верхнерудного, среднерудного, нижнерудного и подрудного интервалов оруденения эталонные горизонтальные срезы, характеризующиеся определенными величинами показателей зональности и закономерным их распределением относительно рудных тел и первичных ореолов меди, молибдена и серебра.

Модель рудно-магматических систем медно-порфиновых месторождений Кедабекского рудного района. Главными составляющими модели являются вмещающая рама (фанеритовые интрузивы), малые порфиновые тела типа штокообразных тел и даек, как правило, локализующиеся в зонах развития рудоконтролирующих структур и пространственно тесно увязывающиеся с оруденением, брекчиевые тела, рудно-метасоматическая зональность, рудные тела. Модель учитывает известные представления о характере зависимости между оруденением, малыми порфировыми интрузиями и локально распространенными рудоносными гидротермалитами.

Большая часть площади рудного поля сложена плагиогранитовыми интрузивами Атабекско-Славянского массива. Здесь древний доальпийский фундамент находится на глубине до 2 км (Никольский и др., 1975). Вмещающими породами массива являются вулканогенные образования байоса, слагающие контрастную андезит-базальт – риолитовую формацию (Абдуллаев и др., 1988). В районе Карадагского рудного поля массив эродирован до горизонтов, на которых в контакте с интрузией находятся вулканогенные толщи нижнего и верхнего байоса, представленные андезито-базальтами, андезитами, риолитами, риолит-дацитами, риодацитами и их туфами. Массив приурочен к осевой части Шамкирского горст-поднятия и охватывает наиболее приподнятую часть рудного района. Форма интрузии штокообразная, площадь около 80 кв.км. Установлена комагматичность интрузива с позднебайосскими кварцевыми плагиопорфирами (Абдуллаев и др., 1981; Гаджиев и др., 1981), что позволяет рассматривать их как различные фации единой вулcano-плутонической ассоциации. Согласно петрохимическим параметрам, Атабекско-Славянский массив принадлежит к семействам гранитов и низкощелочных гранитов известково-щелочной серии. Характерные особенности интрузии - значительное преобладание натрия над калием, высокая и весьма высокая глиноземистость ($al^1 - 0,95- 4,91$), близость к австралийским гранитам S - типа и оловоносным гранитам.

Важным элементом строения медно-порфиновых систем Кедабекского рудного района являются эруптивные брекчии, фиксирующиеся на Карадагском, Хархарском и Маарифском месторождениях. Эруптивное брекчирование на медно-порфиновых месторождениях Карадагского рудного поля имеет много общего с таковыми медно и молибден-порфиновых месторождений Кавказа, Средней Азии, России, Монголии, США, Чили и других стран. Критериями брекчирования пород являются (Туговик, 1974): изометричная и эллипсоидная в плане трубо-, штоко- и воронкообразная на глубину форма брекчиевых тел, отсутствие в контактных зонах среди вмещающих пород следов тектонического воздействия, сложный гетерогенный состав обломочного материала брекчий, включающего обломки пород из разных глубинных уровней; изменения формы обломков от округлой до остроугольной в сечении брекчиевых тел, заключающих обломки пород и руд магматического и послемагматического происхождения; наличие вулканического материала в цементирующей обломки рудной массе.

Соотношения эруптивных тел с медно-порфировым оруденением достаточно сложные. По представлениям R.Sillitoe (1972), А.И.Кривцова (1983), брекчиевые тела скорее характерны для верхних частей медно-порфировых систем. В случае принятия этого положения, можно объяснить различие между месторождениями по распространенности и масштабам развития брекчиевых тел разными глубинами денудации медно-порфировых систем. Исходя из степени эродированности медно-порфировых систем могут быть вскрыты (Иванкин, 1970; Кривцов, 1983; Туговик, 1974): 1) рудоносный порфировый шток и небольшие брекчиевые тела нижних уровней брекчиевых трубок; 2) апофизы порфирового штока и примерно средние уровни брекчиевых трубок; 3) верхние части брекчиевых трубок и не порфировых интрузий. Основной объем промышленной минерализации в первом случае контролируется порфировым штоком, во втором - как порфировым штоком, так и брекчиевыми телами, которые иногда несут значительный объем рудного вещества, в третьем - в брекчиевых телах, однако, во многих случаях она не имеет промышленного значения.

Брекчиевые тела интенсивно гидротермально переработаны и несут полиметалльную рудную минерализацию (представленную чаще всего минералами зоны окисления), обусловленную участием в рудообразовании широкого набора элементов, формирующих разнообразную рудную и жильную минерализацию.

Порфировые интрузии, с которыми пространственно связано медно-порфировое оруденение Кедабекского рудного района, являются особыми фациями пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Эти малые интрузии рассматриваются как производные заключительной фазы позднемезозойских магматических комплексов. Между породами Атабекско-Славянского интрузива и малыми порфировыми интрузивными телами намечается возрастной разрыв с интервалом в 20-30 млн.лет. В то же время возраст малых интрузивных тел и рудоносных метасоматитов практически близок. Последние являются поздним изменением пород и наложены на кварц-полевошпат-биотитовые метасоматиты и пропилиты.

Наиболее распространенными фациями малых интрузий являются диориты, кварцевые диориты, гранодиориты порфирового сложения. Геолого-петрологические особенности этих образований размещены вдоль восточного обрамления Атабекско-Славянского плагиигранитового интрузива и подробно рассмотрены в работах многих исследователей (Абдуллаев, 1963; Абдуллаев и др., 1981; Абдуллаев и др., 1988; Баба-заде и др., 1990). Здесь установлены кварц-диорит-порфириновые и гранодиорит-порфириновые штоки с ветвящимися дайкообразными телами. Ширина дайкового поля среди плагиигранитов более 200 м.

Исследования показали, что локализация медно-порфировых рудных тел и околорудных метасоматитов определялась сочетанием комплексов пород с определенными физическими свойствами. В геофизических полях это выразилось в избирательной приуроченности рудных тел и метасоматитов к аномалиям определенного знака или уровня значений. Установлено, что месторождения медно-порфировых руд Карадагского рудного поля находятся в пределах аномалий ВП. Аналогичные аномалии ВП выявлены за пределами рудного поля по комплексу признаков потенциально перспективных на прожилково-вкрапленное медное оруденение.

Некоторые элементы медно-порфировых месторождений рудного поля хорошо опознаются в магнитных полях. Плагииграниты картируются отрицательными значениями ΔT ; узкость локальных минимумов магнитного поля до 500 нТл внутри этого контура объясняется неоднородностью петрографического состава Атабекско-Славянского массива. Более высокими магнитными полями до 1000 нТл картируется Джагирчайский интрузив. Локальные максимумы магнитного поля напряженностью от 500 до 1000 нТл отвечают телам повышенной основности. Спокойным положительным полем (ΔT от 0 до 100 нТл) со слабыми горизонтальными градиентами картируются области развития эффузивных и пирокластических фаций вулканитов верхнего байоса, которые представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, дацитами, андезит-дацитами, туфами и пирокластолитами. Локальные максимумы и повышенно-магнитные фации пород связаны с лавовыми покровами более основного состава. Локальные минимумы намагниченности вмещающих пород, зависят от масштабов и интенсивности последующего гидротермального метасоматизма.

Как видно, совмещение положительных и отрицательных аномалий свидетельствует о пространственной сопряженности участков мобилизации и отложения железа и других компонентов пород.

Границы площадей развития вторичных кварцитов с интенсивной сульфидной минерализацией четко отбиваются по изолиниям поляризуемости в 10%.

В качестве геофизической модели могут быть использованы результаты ВП, магнитной разведки, ВЭЗ ВП и ЧИМ, так как медно-порфиновые месторождения размещаются в местах контрастной смены значений напряженности магнитного поля, вызванной поляризации, вертикального электрического зондирования и ЧИМ.

Характерными для золотосодержащих медно-порфиновых месторождений Кедабекского рудного района являются обширные гидрохимические аномалии, выделяемые по соотношению сульфат-иона к гидрокарбонат-иону, по сумме металлов и повышенным содержаниям Cu, Mo, Zn, Ag, а также первичных ореолов Cu, Mo, Pb, Ag, совпадающие с геофизическими аномалиями ВП. Элементами-индикаторами Карадагского медно-порфинового месторождения являются три элемента: прямые – медь, молибден и косвенный – серебро, которые образуют наиболее широкие и интенсивные ореолы. На уровне рудного тела относительно широкие, но низкой интенсивности ореолы образуют олово, свинец, никель и кобальт. Цинк, вольфрам, сурьма, висмут, мышьяк образуют отдельные изолированные аномальные точки, расположенные без определенной пространственной закономерности. На Карадагском месторождении ореолы бария, мышьяка и сурьмы отсутствуют, что объясняется значительной эродированностью всей медно-порфиновой рудной колонки.

Для Джагирчайского месторождения, в отличие от Карадагского, характерно наличие интенсивных литохимических потоков золота, сопровождающихся потоками меди, свинца, цинка и механическими потоками пирита, что существенно повышает его перспективы. Характерным для этого месторождения также является латеральная геохимическая зональность (от центра к периферии) в строении первичных ореолов: медь, молибден, барий, серебро, свинец и цинк. Количественные геохимические параметры выделенных ореолов и их элементный состав (медь, молибден, барий, свинец, цинк) свидетельствуют, что в отличие от Карадагского месторождения здесь имеет место незначительная эродированность.

Настоящая работа подготовлена при финансовой поддержке Американского фонда гражданских исследований и развития (CRDF).

Литература

- Абдуллаев Р.Н. (1963) Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР. 225 с.
- Абдуллаев Р.Н., Рустамов М.И., Мустафаев Г.В. (1981) Основные черты магматизма Азербайджана (Объяснительная записка к геологической карте). Баку. 4с.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. и др. (1988) Мезозойские магматические формации Азербайджана и связанное с ними эндогенное оруденение. Баку: Элм 157 с.
- Баба-заде В.М. (2000) Обобщенная геолого-генетическая модель колчеданного рудообразования // Вестник Бак ун-та, (серия естественных наук). № 1. С. 105-126.
- Баба-заде В.М. (2003) Рудные формации и металлогенические зоны Азербайджана. Баку: Аз. Милли Энциклопедиясы. 276 с.
- Баба-заде В.М., Агасиев М.А., Рамазанов В.Г. (1989) Типовые геолого-генетические модели медно-порфиновых месторождений Малого Кавказа // Структура, геохимия и минералогия рудных и нерудных месторождений Азербайджана. Баку: Изд-во АГУ. С. 81-123.
- Баба-заде В.М., Махмудов А.И., Рамазанов В.Г. (1990) Медно- и молибден-порфиновые месторождения. Баку: Азернешр. 368 с.
- Гаджиев Т.Г., Мамедов М.М., Потапова Е.И., Сулейманов Э.С. (1981) Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана. Баку. 71 с.
- Иванкин П.Ф. (1970) Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра. 278с.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфиновых месторождений. М.: Недра. 256 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. (1985) Зональность и золотоносность руд медно-порфиновых месторождений. М.: ВИЭМС. 48 с.

- Павлова И.Г., Сахновский М.Л. (1988) Модели рудно-магматических систем молибденово-медных порфировых месторождений как основа их поисков и прогнозирования // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. С. 225-232
- Ратман И.П., Кекелия С.А., Нарозаули И.Г. (1985) Зональность молибден-медно-порфировых месторождений, связанных с диорит-тонолит-плагиогранитными комплексами (на примере Техутского месторождения, Армянская ССР) // Записки ВМО. № 2. С. 167-177
- Сотников В.И., Берзина А.П. (1986) Рудоносные (порфировые) магматические комплексы медно-молибденовых рудных узлов // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. С. 96-110
- Сотников В.И., Берзина А.П., Калинин А.С. (1988) Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. С. 232-240
- Туговик Г.И. (1974). Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра. 205 с.
- Sillitoe R.H. (1972) A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Econ. Geol. Vol. 67. № 2. P. 184-197
- Hollister V.F. (1975) An appraisal of the nature and source porphyry copper deposits // Miner. Sci. and Eng. Vol. 7. № 3. P. 225-233.

GEOLOGICAL CONDITIONS OF THE FORMATION OF NON-FERROUS METAL DEPOSITS IN THE BOLNISI DISTRICT (GEORGIA)

S.Kekelia, M.Kekelia, S.Kuloshvili, G.Asatiani, Al.Razmadze, N.Sadradze, N.Gagnidze

Geological Conditions of the Formation of Non-ferrous Metal Deposits in the Bolnisi District (Georgia). S.Kekelia¹, M.Kekelia¹, S.Kuloshvili¹, G.Asatiani², A.Razmadze¹, N.Sadradze¹, N.Gagnidze¹. ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, 0193 Tbilisi, Georgia (kekelia_sergo@mail.ru); ²Caucasian Institute of Mineral Resources, Z.Paliashvili str. 85, 0162 Tbilisi, Georgia.

The paper presents the brief characteristics of ore-bearing volcanostructures and principal non-ferrous metal deposits of the Bolnisi district. A geological-genetic model of the development of hydrosystems is proposed, and some considerations concerning the main causes of ore formation are discussed. The similarity between the mineralogical zonality of epigenetic and volcanogenic-sedimentary deposits is underlined. This resemblance can be explained by: 1) similar composition of ore-forming fluids, and 2) similar physical-chemical conditions of ore accumulation. A problem of the source of water and ore matter for barite-polymetallic and copper veinlet-disseminated deposits is also considered. The source of ore matter for barite-polymetallic mineralization might have been underground highly-saline brines that were buried in the basement rocks; as for copper stockwork ores that were, most likely, formed according to the principle of the convective model (displacement of hydrotherms under the influence of the thermal field of intrusions), their fluids could have been heterogeneous formed as a result of intermixture of magmatogenic and meteoric waters.

ბოლნისის რაიონის ფერადი ლითონების საბადოების ფორმირების გეოლოგიური პირობები (საქართველო). ს.კეკელია¹, მ.კეკელია¹, ს.კულოშვილი¹, გ.ასათიანი², ა.რაზმაძე¹, ნ.სადრადე¹, ნ.გაგნიძე¹. ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (kekelia_sergo@mail.ru), ²კავკასიის მინერალური წყაროების ინსტიტუტი, ზ. ფალიაშვილის ქ. 85, 0162 თბილისი.

მოკლედ არის დახასიათებული ბოლნისის რაიონის მადანმატარებელი ვულკანური სტრუქტურები და ფერადი ლითონების ძირითადი საბადოები. შემოთავაზებულია ჰიდროსისტემების განვითარების მოდელი და გამოთქმულია მოსაზრებები მადანდაგროვების მიზეზებზე. აღნიშნულია, რომ ეპიგენეტიკური და ვულკანოგენურ-დანალექი საბადოებისათვის დამახასიათებელია მსგავსი მინერალური ზონალობა. აღნიშნული კანონზომიერება აიხსნება ორივე ტიპის საბადოებისათვის მადანწარმოშობი ფლუიდების შედგენილობის და მადანდაგროვების ერთნაირი ფიზიკურ-ქიმიური პირობებით. განხილულია პრობლემა ბარიტ-პოლიმეტალური და სპილენძის მარლექ-ჩანაწინწკლული მადნების წყლის და მადნული ნივთიერების წყაროს შესახებ. არ არის გამორიცხული, რომ ბარიტ-პოლიმეტალური საბადოებისათვის მადნული ნივთიერების წყაროს წარმოადგენდა მიწისქვეშა მაღალმინერალიზებული წათხი, რომელიც იყო ჩამარბული ფუნდამენტის დანალექ ქანებში, შტოკვერკული მადნები, როგორც ჩანს, წარმოიშენნ კონვექციის მოდელის პრინციპით (იგულისხმება ჰიდროთერმული ხსნარების გადაადგილება ინტრუზივების სითბური ველის გავლენით). ხოლო მათი ფლუიდები ხასიათდებოდნენ ჰეტეროგენული შედგენილობით, რაც შესაძლოა აიხსნას მეტეორული და მაგმატოგენური წყლების შერევით.

Геологические условия формирования месторождений цветных металлов Болнисского района (Грузия). С.А.Кекелия¹, М.А.Кекелия¹, С.И.Кулошвили¹, Г.Л.Асатиани², А.Н.Размадзе¹, Н.Г.Садрадзе¹, Н.Э.Гагнидзе¹. ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelidze, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (kekelia_sergo@mail.ru), ²Кавказский институт минерального сырья, ул. З.Палиашвили, 85, 0162 Тбилиси, Грузия.

Кратко охарактеризованы рудоносные вулканоструктуры и основные месторождения цветных металлов Болнисского района. Предложена геолого-генетическая модель развития гидросистем и высказаны соображения о причинах рудоотложения. Отмечено сходство между минеральной зональностью эпигенетических и вулканогенно-осадочных месторождений. Это сходство может быть объяснено близкими: 1) составами рудообразующих флюидов и 2) физико-химическими условиями рудонакопления. также затронута проблема источника вод и рудного вещества барит-полиметаллических и медных прожилково-вкрапленных месторождений. Для первых не исключаются в качестве источника рудного вещества подземные высокоминерализованные рассолы, которые были захаронены в осадочном фундаменте; что касается медных штокверковых руд, которые были и сформированы, вероятнее всего, по принципу конвективной модели (подразумевающей перемещение гидротерм под воздействием теплового поля интрузий), то их флюиды могли быть гетерогенными, образованными в результате смешения магматогенных метеорных вод.

Volcanic Structures of the Mining District and Distribution of Ore Mineralization

The Cretaceous Bolnisi volcanic-tectonic trough is thought to lie upon mafic to salic basement. The trough has area of about 1.200km² (Fig. 1 demonstrates its central part) and in the lower part is composed by thick (600-1000m) Upper Albian – Lower Turonian terrigenous-carbonate volcanic rocks. In ascending section they are followed by Lower Turonian – Lower Santonian andesite-dacite volcanic-pyroclastic formations (thickness 250-400m). After temporal calm in volcanic activity, in the Late Santonian explosion of rhyodacite lavas and ignimbrites took place. This sequence (preserved as a rule in the northern part of the paleotrough) is terminated by andesite-basalt lavas.

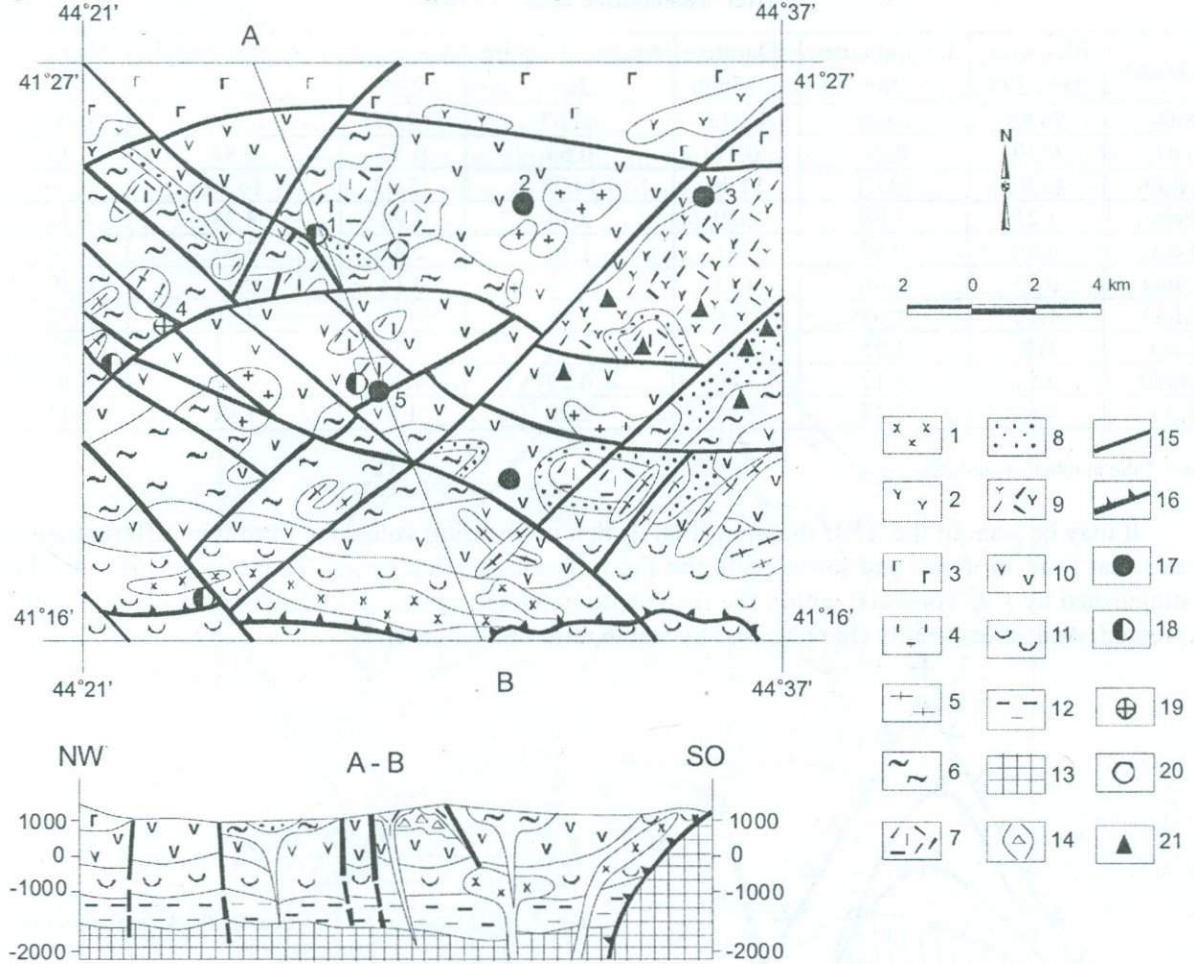


Fig. 1. Geological Sketch for the Central Part of the Bolnisi Mining District.

1 - quartz diorites; 2 - lavas and extrusives of Na rhyodacites; 3 - lavas, lava breccias and different tuffs of andesito-basalts (Upper Santonian); 4 - granodiorites; 5 - subvolcanic dacites and rhyolites; 6 - ignimbrites (Upper Santonian); 7 - lavas and extrusive domes of rhyodacites (Upper Santonian); 8 - tuffites (Upper Santonian); 9 - rhyodacite and dacite lavas (Upper Turonian-Lower Santonian); 10 - andesitodacite tuffs, tuffites, andesite lavas (Upper Turonian-Lower Santonian); 11 - tuffites, limestones, andesite and andesitodacite lavas (Upper Albian-Lower Turonian); 12 - Upper Jurassic-Lower Cretaceous (?) terrigenous-carbonate complex; 13 - Pre-Jurassic metamorphic basement; 14 - mineralized explosive madneuli breccia; 15 - subvertical faults; 16 - thrusts; ore deposits: 17 - copper (2 - Kvemo Bolnisi, 3 - Tsiteli Sopeli, 5 - Madneuli), 18 - barite-polymetallic (1 - David Gareji, 5 - Madneuli), 19 - auriferous (4 - Sakdrisi, 5 - Madneuli); ore occurrences: 20 - barite, 21 - iron (hematite).

Among the Lower Turonian – Lower Santonian effusive-pyroclastic rocks distal volcanic and volcano slope facies may be distinguished, whereas volcanic vents are outlined by medium acid dyke and stock belts. Volcanic structures are deeply eroded, and only separate fragments of their slopes may be observed.

Substitution of the volcanic trough took place after subaerial Late Santonian explosions (ignimbrites). Late Turonian – Early Santonian synvolcanic structures are complicated by extrusive domes well-expressed in the Madneuli Mine. Central part of the volcanic-tectonic paleotrough is occupied by a granodiorite porphyry stock.

Table 1 presents average contents of main types of rocks of rhyodacitic and andesite-basaltic complexes. These data are plotted on the diagram AFM. The data adopted from the report by I. Vashakidze, N. Dzotsenidze, T. Gogishvili (1978) (see Depository of Geological Department of Georgia). The rocks presented in the table are very close, by their petrochemical characteristics, to early orogenic (or collisional) associations, and the K_2O/Na_2O ratio in silicic varieties indicate the continental (subaerial) type of volcanic activity.

Table 1.

Average contents of main types of rocks of rhyodacitic and andesite-basaltic complexes
(After Vashakidze et al., 1978)

Oxides	Rhyolite, 21*, 24*	Rhyodacite, 26*	Dacite, 15*	Andesite-dacite, 20*	Andesite, 22*	Andesite-basalt, 26*	Basalt 34*
SiO ₂	76.85	70.25	66.35	63.67	59.57	54.57	48.10
TiO ₂	0.20	0.28	0.47	0.65	0.57	0.84	0.40
Al ₂ O ₃	10.91	14.01	14.46	14.78	15.03	16.34	17.35
Fe ₂ O ₃	1.21	1.98	2.20	3.74	3.94	4.38	4.46
FeO	0.69	0.63	1.85	1.70	2.43	3.61	4.16
MnO	0.03	0.06	0.13	0.11	0.13	0.17	0.20
MgO	1.10	1.69	2.26	1.69	2.45	3.36	3.72
CaO	0.8	1.95	1.88	2.74	4.10	4.59	8.72
Na ₂ O	2.51	3.12	3.80	4.29	4.37	4.49	3.18
K ₂ O	2.89	2.45	2.02	2.08	1.8	1.91	1.42

Note: * the number of analyses

It may be seen in the AFM diagram (Fig. 2) that ore-bearing volcanics form two differentiation trends that limit in upper and lower parts the field of calc-alkaline series. These rocks may also be distinguished by K_2O contents: within the rhyodacite trend accumulation of K_2O versus Na_2O is well-expressed. Andesitic trend is characterised by stable ratio of alkali metals.

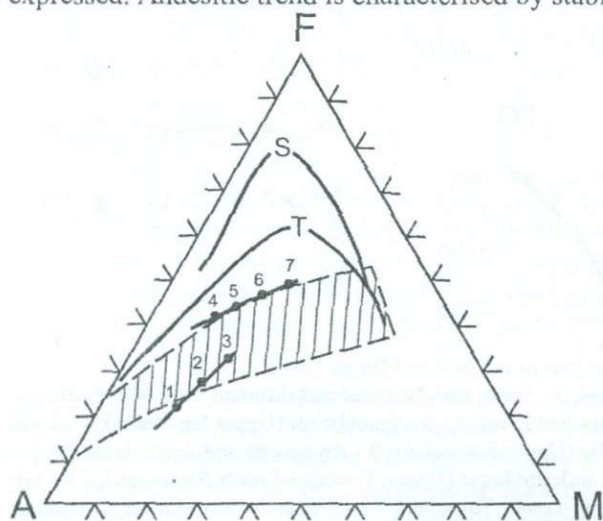


Fig. 2. AFM Diagram for Ore-Bearing Rocks of the Bolnisi Minig District.

K-Na rhyodacite complex: 1 - rhyolites, 2 - rhyodacites, 3 - dacites; *Na* andesite-basaltic complex: 4 - dacites, 5 - andesites, 6 - andesitobasalts, 7 - basalts. Tholeiitic field is limited by trends of the Skajergaard intrusion (S) and of Thingmuli volcano (T); calc-alkaline field is hitched, after Ringwood (1981).

Earlier, the authors (Kekelia et al., 2004), on the base of available material on isotopic composition of strontium in rocks which, most likely, are paragenetic to ore mineralization, pointed out that basalts and dacites of the Bolnisi district may have been products of the "differentiation" of undepleted mantle whereas the rhyolitic magmas may have originate from some intracrustal source. V. Gugushvili et al. (2002) also wrote about the intracrustal source of rhyolites and ignimbrites based on europium ratios data and the enrichment of rocks in large-ion lithophylic elements.

It must be noted that the vent areas of Late Santonian volcanic structures have great importance for ore formation. They are thought to represent paleoholes where hydrothermal fluids were flowed in and where conditions for bulk ore deposition were favourable. In our opinion, circulation of hydrothermal paleosystems was limited by the central part of the paleotrough. Within this area ore deposits are connected with upper levels of two consequent ore-magmatic systems: (i) the early system originated due to *K-Na* volcanism that formed barite-polymetallic ores; (ii) the late system followed andesite-

basalt-rhyolite complex that produced predominantly copper ores. Intrusive derivatives of the early volcanics are presented by *K-Na* granodiorite porphyries whereas of the late ones – by quartz diorite porphyries. In this central part of the paleotrough rocks are subject to intense metasomatic alteration. Zones of acid leaching, of alkaline and silica-alkaline metasomatism are easily mapped here.

As it was mentioned above, the Cretaceous volcanic paleotrough hosts copper, barite, barite-polymetallic and gold deposits. Like other mining districts of the world, distribution of ore mineralisation is determined here by:

- blocks where ore-hosted andesite-dacite explosive-effusive formations are crossed by rhyodacite dykes and stocks;
- synvolcanic faults;
- volcanic vents along which extrusive rhyodacite domes were pressed out.

Three types of ore-bearing volcanic structures are distinguishable within the mining district: (i) biclinal (Madneuli Deposit) where extrusive domes both of *K-Na* rhyolites (early stage) and *Na* rhyodacite (late stage) are squeezed out on slopes of an Early Santonian volcano; (ii) extended fissure zones (Tsiteli Sopeli Deposit) that limit the lower block of the Cretaceous volcanic trough; (iii) volcanic calderas (David Gareji Deposit) filled with ignimbrites and crater-lacustrine rocks.

The Madneuli deposit (Fig. 3) is connected to a block composed by aleurolite, psammo-psephitic tuffs of andesite-dacites and tuffites. These rocks gently dip west- and eastward whereas to the north

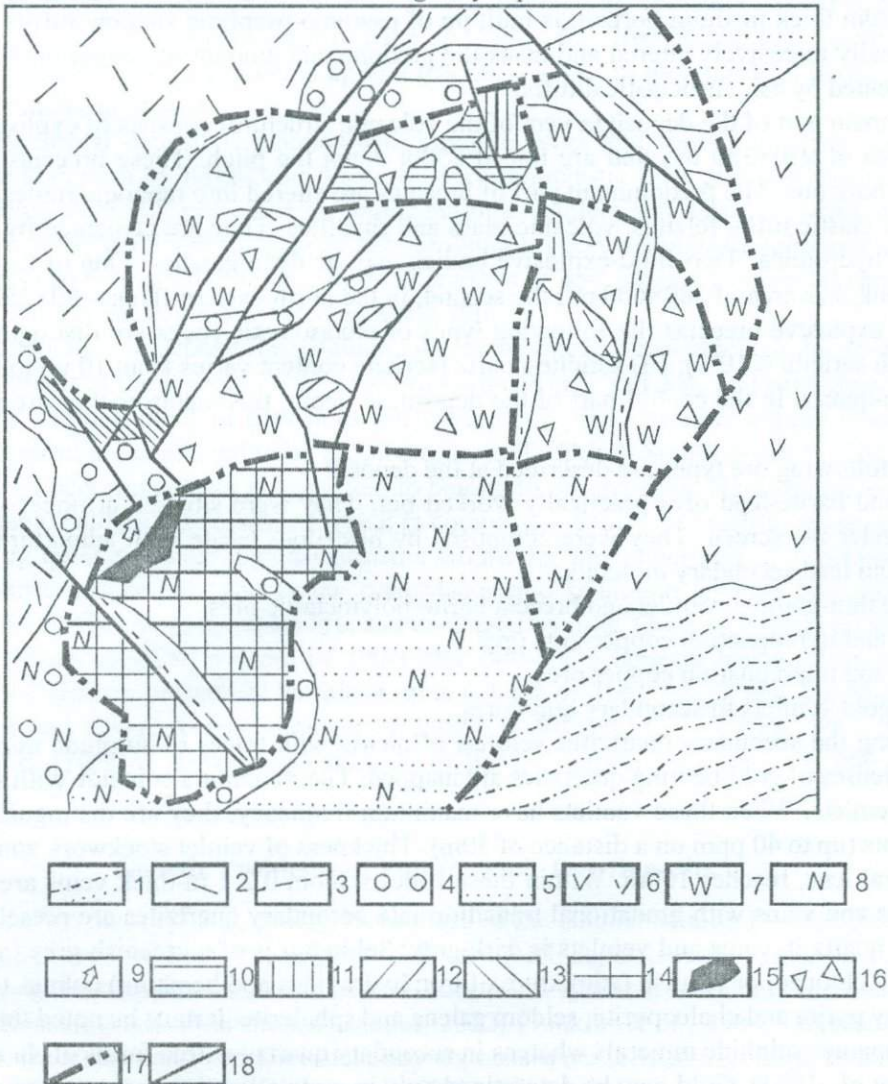


Fig. 3. Geological and Structural Map of the Madneuli Open Pit Mine.

1 - extrusive rhyodacites; 2 - rhyolite lavas; 3 - subvolcanic rhyolite bodies; 4 - vitroclastic tuffs; 5 - psammo-psephitic and aleurolitic tuffs; 6 - agglomerate and psammo-psephitic xenotuffs; 7 - secondary quartzites; 8 - quartz-sericite-chlorite metasomatics; 9 - gypsum and anhydrite accumulations; ores: 10 - barite, 11 - massive barite-lead-zinc, 12 - veinlet polymetallic; 13 - veinlet copper-zinc; 14 - veinlet and impregnation copper, 15 - base metal massive sulphide; 16 - explosive breccia; 17 - gentle faults; 18 - subvertical faults.

they form a basement of a lenticular depression filled with ignimbrites. Within the pyroclastic rocks, under the screen of rhyodacite lavas (extruded along the ring-like faults) a mushroom-shaped mineralized body is well-observed. Within this body two ore levels are distinguished. The upper level contains barite-polymetallic and gold mineralizations in monoquartzites. The lower level consists of copper mineralization in, as a rule, quartz-sericite-chlorite metasomatics. Outcrop of the mine has shown that these two levels are sharply separated by a system of gently dipping southward faults that join in a subvertical latitudinal fault at depth. The observed margins between quartzite breccias and quartz-sericite-chlorite metasomatics are expressed by hydromicaceous and sulphidized tension clays. In close neighbourhood with the mentioned tectonic stitches rocks are subject to intense quartzitization, gypsidization and hematitization.

Deep (up to 1000 m) drills have proven that subcopper zones of the deposit are presented by tectonic channels with disseminated molybdenite-pyrite-chalcopyrite mineralization. At a depth of 800-900m from the day surface volcanics host *K-Na* granodiorite porphyries, quartz diorite porphyries and plagiogranodiorites.

Ore-bearing complex, partially altered into explosive breccias and overlapped, as mentioned above, by the upper part of extrusive domes, may be divided into the lower pyroclastic, medium volcanomict and upper pyroclastic horizons. The former came to the day surface in the north-eastern flank of the deposit and is composed, in common, of greenish-grey litho-crystallo-vitroclastic tuffs. The 100-200m thick medium horizon is built up of psammo-psephitic shallow tuffits. This horizon is hydrothermally intensively altered and hosts the predominant amount of copper ores. The upper horizon is presented by ash vitroclastical tuffs.

The main part of the deposit (a vent of the volcanic structure) consists of explosive breccias that have an area of $950 \times 380 \text{ m}^2$, and are traced 250m down the pitch. These breccias cross the above mentioned horizons. The predominant part of breccias are altered into monoquartzites, contains relicts of different clastic tuffs, felzites, volcanic glass and rhyolites. They are cemented by chalcedony-like quartz and hydromica. Two fluid-explosive bodies may be distinguished. One of them, in the south-western flank, has area of $380 \times 600 \text{ m}^2$, the second, in the north-eastern flank – $80 \times 250 \text{ m}^2$. Within the contour of explosive breccias the following types of metasomatic rocks are distinguished: (i) monoquartz (with sericite < 10%); (ii) sericite-quartz (sericite content varies from 10 up to 50%); (iii) chlorite-sericite-quartz. In the central part of the deposit, at depth, this metasomatics are replaced by pyrites.

The following ore types are described at the deposit:

1. Barite and barite-lead ores practically worked out. They were situated at upper levels of the deposit, under the screen. They were composed by nostrilous barite with admixture of iron oxides, quartz and lead secondary minerals.
2. Massive thin-grained, veinlet and breccia barite-polymetallic ores.
3. Veinlet and impregnation copper-zinc ores.
4. Veinlet and impregnation copper ores.
5. Quartz-gold veinlets in secondary quartzites.

Among the secondary quartzites veinlets of quartz with traces of sulphide mineralization bear gold. Two lenses of gold-bearing quartzites are mapped. Their contours coincide with stockwork zones of quartz veinlets. When these veinlets have maximum frequency, they are distinguished by elevated gold contents (up to 40 ppm on a distance of 30m). Thickness of veinlet stockwork zones, for instance, in the central lens, reaches 100m. Within these zones seldom 0.2-1 m-thick veins are observed. Both filling veins and veins with gradational transition into secondary quartzites are presented. Due to ore inclusions, quartz in veins and veinlets is dark-grey. Seldom it is of a greenish-grey (admixture of hydromica and chlorite) or reddish (admixture of iron hydroxides and hematite) colour. Ore minerals are presented by pyrite and chalcopyrite, seldom galena and sphalerite. It must be noted that in copper ores gold accompanies sulphide minerals whereas in secondary quartzites free forms of *Au* are predominant (Azhgirey *et al.*, 1984). Gold may be determined only in gravitational concentrates of secondary quartzites. Sizes of gold particles vary from 0.001 up to 0.3mm. Wire-like grains of gold are mostly developed. In average gold is of 24 carat. Electrum content does not exceed 60%. Argentite form edgings around chalcopyrite grains. *Au/Ag* ratio is 1/4. Nowadays these ores are subject to heap leaching of gold.

Barite-polymetallic and copper bodies occupy different spatial positions. Copper ores are composed, mostly, of quartz-chalcopyrite-pyrite, quartz-pyrite and pyrite veinlets, nests and impregnati-

ons. Crustification and breccia-like accumulations are also frequent. Ores spatially coincide with sericite-quartz facies of secondary quartzites and with chlorite-sericite-quartz metasomatics. In the roof of the stockwork, at a level of jasper-like quartzites, massive fine-grained pyrite ores are present. These ores are enriched by chalcopyrite. Thickness of these bodies is about 1m, and they continue not more than on 3 m along the strike. The most important gentle body of stockwork copper ores is situated in the central part of the deposit at a depth from 30-50 m down to 250-270m from the day surface. Its average thickness is 80 m. It strikes towards north-east, reaches deep horizons in the centre and in the south-eastern flank of the deposit, whereas in the north-eastern flank it pitches out upward.

Barite-polymetallic bodies are situated in the northern and north-western parts of the deposit. Zoning in distribution of main constituents may be observed. Upper, cropping out parts of these bodies are presented by massive barite accumulations with impregnations and nests of non-ferrous metal sulphides. Downward they are gradationally replaced by massive fine-grained ores with high *Zn/Pb* ratio. Afterward veinlet and impregnation barite-lead-zinc ores are presented, their roots being distinguished by total absence of barite and elevated contents of copper. In the western edge of the open pit a fault in north-eastward trending fault zone, subparallel to the south side of subvertical barite polymetallic body, is filled with gypsum and pyrite. Exploration works at the Madneuli open pit contoured 18 commercial orebodies and 24 small lenses. The most important copper orebodies are № 1 and 2, the sum length of which is up to 1,200 m, width – several hundred m, thickness – up to 70 m.

Copper contents in copper ores vary from 0.8 up to 4%, *Au* – from 0.2 up to 0.9 ppm, *Ag* – up to 50 ppm. In polymetallic ores *Pb* content is up to 2.6%, *Zn* – 4.8%. In monomineral barite ores *BaSO₄* content varied from 20 up to 80%.

The Tsiteli Sopeli deposit is composed of rhyolite lavas that form a common field of lava domes. They are underlain by ignimbrite flows, lithocrystalloclastic tuffs and volcanomicts. Uneven stockwork ore mineralization, presented by impregnations, veinlets and nests of pyrite, chalcopyrite and, seldom, sphalerite, is related to fissure zones crossing lithocrystalloclastic tuffs and tuffits. Mineralization is followed by quartz-sericite-chlorite alterations of host rocks. Commercial ores are joined in 4 orebodies, their thickness varying between 8 and 70m.

At Kverno Bolnisi ore deposit the commercial ores are due to exocontacts of dacite stock.

Copper contents at the Kverno Bolnisi deposit varies from 1 to 1.5%, at Tsiteli Sopeli deposit – from 0.4 to 13%. Gold content in ores does not exceed 0.7 ppm. Possible copper reserves in the Kverno Bolnisi deposit are evaluated to be 225,400 tons, in the Tsiteli Sopeli deposit – 202,800 tons.

David Gareji occurrence also is suggested to belong to ore deposits. Here ore mineralization is related to a volcanic caldera the matrix of which is composed of tuffs and tuffits, whereas caldera as such is built up by ignimbrites and crater-lacustrine sediments. The upper part of the deposit consists of barite and barite-manganese ores in the crater-lacustrine sediments altered into quartz-adular-sericite metasomatics. The latter are form breccias cemented by ores. Orebodies cover an area of 250×300 m² and are traced down to a depth of 100-150m. 300-400m beneath barite-manganese body a gentle polymetallic zone is presented. Its thickness is 0.3-2.2 m. Here *Pb-Zn* and *Cu-Pb-Zn* ores are enriched by gold and silver. Average content of *BaSO₄* is 30-35%, *Cu* – 0.97%, *Pb* – 3.5%, *Zn* – 5.95%. Possible reserves of *BaSO₄* are evaluated to be 1,6 million tons, *Pb* – 71,000 tons, *Zn* – 120,000 tons, *Cu* – 20,000 tons.

Genetic Problems of Volcanogenic Ore Deposits

It is well-known that deposits, analogous to those of the Bolnisi Mining District, belong to volcanogenic group of base metal massive sulphide deposits. Such deposits have a close spatial and temporal connection with volcanic complexes of paleoisland arc systems, marginal paleoseas and mid-oceanic ridges. It is suggested (Norton and Cathles, 1982; Franklin *et al.*, 1984; Ovchinnikov, 1988; Copper ..., 1987, etc.) that volcanic synsedimentary deposits were formed according to a convection-recycling model. This model allows metal leaching from the volcanic environment and ore deposition at the margin seawater/bottom or below, in ore channels. The time interval of activity of the convection hydrosystem, in common, coincides with intrusion and cooling of plutonic rocks into volcanic media. This model was supported by data on the world ocean and, thus, cancelled insurmountable difficulties related to both enormous amounts of waters involved in hydrothermal systems and long duration of their activity. From the orthomagmatic point of view it was difficult to interpret intrusions

of the same composition and comparable *P-T* conditions of crystallisation that, however, lead to formation of different ores, according to enclosing environments.

Isotope-geochemical investigations of volcanogenic deposits also suggest large participation of surface waters in hydrosystems (Sinyakov, 1986). Some studies have shown (Farfel, 1988) that anomalous high metal contents in hydrothermal deposits are determined by their geological framework. A fact of metal deficit in ore-hosted hydrothermally intensively altered rocks was also noted. Possibilities of metal leaching were also supported by experimental studies (Hodgson and Lydon, 1977; Gritchuk *et al.*, 1984) that were carried out for *P-T* conditions close to natural ones and have explained standard concentrations of metals in ore-bearing fluids. It may be added that data on natural laboratories – active oceanic zones, resulted in understanding of metallogenic “specialisation” of volcanic rocks. It was noticed that hydrothermal-sedimentary copper massive sulphides lie directly upon basalts whereas when a thick sedimentary sequence is presented, as, for instance, on the Gorda Ridge (Koski *et al.*, 1985) ores appropriate a polymetallic composition. Hydrothermal fluids forming black and white smokers are thought to represent metamorphosed seawaters. They have approximately the same salinity that seawater but differ from the latter in low contents of *Mg* and SO_4^{2-} , high concentrations of *K*, *Ca*, *Si*, *Fe*, *Ag*, *Pb*, *Cu* and *Zn* (Butuzova, 1989).

Prokoptsev and Prokoptsev (1990) and Akimtsev *et al.* (1993) indicated that liquation events in course of volcanic cooling greatly influenced metallogenic “specialisation” of volcanic sequences. Recently, on the oceanic bottom, in transparent matrixes of basic lavas, within the area of hydrothermal activity, oxidised ore formations with high concentrations of metals and elevated contents of volatiles have been discovered (Prokoptsev and Prokoptsev, 1990). In alkaline basalts of the rift valley in the Middle Atlantic Ridge ore liquates in form of sulphide drops were described in feldspars and clinopyroxenes (Akimtsev *et al.*, 1993).

Numerous examples of volcanogenic areas seem to indicate that concentration of ore elements was determined by following natural processes:

- crystallization and liquation differentiation of magmas;
- interaction of activated subsurface waters with effusive and intrusive products of volcanic structures against the background of simultaneous stable activity of a physicochemical barrier in areas of hydrotherm discharge.

In addition, hydrothermal process may involve brine waters (with a mineralization degree above 300 g/l) of greystone sequences (often representing basements for young volcanic structures) enriched with *Ba*, *Ca*, *Sr*, *Zn*, *Pb*, *Fe* and *Mn* (Weissberg *et al.*, 1982; Krainov *et al.*, 1988; Kholodov and Kiknadze, 1989; Goleva, 1993). Supply of lagoon basins with ore metals, characteristic, first of all, of barite-polymetallic deposits, was performed in close affinity with destruction products of magmatic and metamorphic rocks. The latter loosed ore constituents under influence of buried waters during dyagenesis and catagenesis.

Goleva (1993) considers these brines to be of chloride-calcium type containing hydrocarbon gases and organic petroliferous species as well as stable organometallic complex compounds.

Geological & Genetic Model

Formation of non-ferrous deposits analogous to those in the Bolnisi Mining District and very closed to Kuroko-type deposits, namely, to their epigenetic representatives, in our opinion, is to be considered at a background of general problems of volcanogenic ore genesis. Our model is based on the following statements:

1. In spite of mechanism of ore deposition (hydrothermal-sedimentary or epigenetic) deposits are linked with volcanic troughs filled with volcanic-sedimentary or sedimentary sequences (evaporite strata are presented within few of them). This sequence is usually overlapped by extrusive and effusive rocks. Each cycle of volcanism is followed by intrusion into the trough basement of acid rocks. Roof of these intrusive complexes, for instance, in modern active oceanic zones is situated 1-2 km beneath seafloor (Grinberg *et al.*, 1990).
2. Content of metals correlates with petrochemical composition of volcanic rocks, the latter, in its turn, being clearly determined by composition of basement: the andesite – *K-Na* rhyolite – *K* rhyolite series is predominantly accompanied by barite-polymetallic mineralization whereas the basalt – andesite-basalt – *Na* rhyolite affinity is followed by copper and copper-zinc massive sulphides.

- Volcanic structures that were subject to development of both series, spatial coincidence of these two ore types is possible, as, for instance, at the Ued-el-Kebir and the Madneuli mines (Kekelia *et al.*, 1991). The convection model, suggesting wide extraction of ore constituent from volcanic sequences, is unable to explain accumulation of great amounts of barite as well as of gypsum and anhydrite. Thus, we are obliged to agree with ideas (Franklin *et al.*, 1984; Kholodov and Kiknadze, 1989) on hypothetical existence of evaporite seams with highly mineralized brines beneath volcanic rocks. This suggestion is supported by our observations in the Northern Algeria where Neogene ore-bearing volcanic structures are situated upon Triassic evaporite paleobasins. Within the South Caucasus Alpine island arc Late Jurassic – Early Cretaceous geodynamic (huge uplift by the end of the subduction stage) and paleoclimatic (arid) conditions favoured formation of greystone salt-bearing sequences in foreland residual basins.
3. Within the limits of ore-bearing districts with epigenetic deposits water circulation channels may be traced by hydrothermally altered rocks. Descending branches of these channels, linked with transitional zones between paleohydrochemical massifs and troughs, are expressed by hydromica-montmorillonite and chlorite-montmorillonite mineralisation. Zones of slow water exchange situated upon the intruded parts of troughs are characterised by propylite alterations. The latter are distinguished by metal deficit versus initial rocks. Discharge zones at barite-polymetallic epigenetic deposits are presented by explosive breccias altered to secondary quartzites, quartz-adular and quartz-sericite-chlorite metasomatics. Within the areas of copper epigenetic ores as well as of hydrothermal-sedimentary barite-polymetallic and copper massive sulphides country rock alterations are expressed by quartz-sericite-chlorite metasomatics, often accompanied by anhydrite.
 4. Zoning of barite-polymetallic bodies was already mentioned. In the Madneuli Mine barite-polymetallic ores are limited in the upper part by lava domes and in the lower part – by gypsum zones and jasper-like quartzites. In epigenetic copper massive sulphides mineral zoning is weak. In the roof of copper bodies at the Madneuli and Kaphan (Armenia) mines massive pyrite ores occur among jasper-like quartzite lenses. These ores are often enriched with copper, lead and zinc sulphides and sulphosalts. In polymetallic synsedimentary orebodies (Fylyz-chai in Azerbaijan) banding of ores is determined by regular alternation of pyrite-carbonate, galena-sphalerite and chalcopyrite bands. Zoning of each rhythm (interlayer) is analogous to those observed in epigenetic deposits. Difference consists only in “pressed” nature of this zoning. Copper hydrothermal-sedimentary ores, for instance, in the Urup Mine (Russia) have the following structure: the lying side of orebodies is presented by pyrite ores replaces in ascending section by copper-zinc massive sulphides. The latter are overlapped by manganese-bearing sedimentary silicites.
 5. Hydrogen and oxygen isotope data on barite-polymetallic deposits prove a large share of subsurface waters in ore-forming process. Analogous data on copper massive sulphide deposits are less expressive. Some investigators (Franklin *et al.*, 1984; Copper..., 1987) note that the share of meteoric waters is less important than those of magmatic fluids. Sulphur isotope data are also convergent. Sulphide sulphur in the Lesser Caucasus copper deposits has the meteoritic isotope composition whereas sulphate sulphur is heavier by $14 \pm 3\%$. In barite-polymetallic deposits sulphide and sulphate sulphur is insignificantly but constantly lighter versus meteoritic standard (Arevadze *et al.*, 1983). Sulphide sulphur in polymetallic hydrothermal-sedimentary ores is always light, despite of the Fylyz-chai deposit that have sulphur isotope characteristics close to standard ones (Kholodov and Kiknadze, 1989).
 6. Numerous examples of paleo- and modern hydrosystems indicate the chloride-sodium profile of ore-forming fluids. Metal contents in them, according to Franklin *et al.* (1984) and Ovchinnikov (1988), are linked with chloride complexes, especially under temperature exceeding 350°C . The usual constituents of fluids, *Si* and *Al*, according to Ganeev (1984), participated in complex compounds as hydrosulphide and chloride models call for high concentrations of *S* and *Cl* that is less probable for the great majority of hydrotherms.
 7. Signs of fluid boiling are constantly distinguished in epigenetic deposits outlined by explosive breccias and two-phase fluid inclusions (Arevadze *et al.*, 1983). It is usually suggested that maximum temperatures of ore deposition are of the same order that those of fluid boiling (Franklin *et al.*, 1984). In areas of modern volcanism the lower level of hydrotherm's boiling ($>270^{\circ}\text{C}$) is situated at a depth 300–400m (Sinyakov, 1986). Maximum fluid inclusions homogenization temperatures in the Lesser Caucasus copper deposits are of $410\text{--}390^{\circ}\text{C}$ whereas in barite-polymetallic ones – 280°C .

Comparison of these data with Haas (1971) diagram of *NaCl* fluid boiling in *PT-Salinity* coordinates indicates that maximum fluid pressure in the moment of ore deposition was close to 150-200 bars and, therefore, the main hypsometric levels of ore deposition must have been situated at a depth of 400-600m from the day surface. The inner structure of the Madneuli and other Lesser Caucasus deposits (recrystallization of mineral aggregates, crystal growth, signs of crustification) indicates that fluid boiling and ore deposition in a form of gel-like accumulation was followed by a period of slow fluid discharge maintained by gradients of temperature and partial pressures of oxygen and sulphur. It may be noted also that the majority of hydrothermal-sedimentary ores are not characterized by syn-ore explosive events. Favourable *PT* conditions for their stable accumulation, according to data on the world ocean (Stekelberg, 1985), occurred at oceanic bottom at a depth slightly exceeding 2 km.

This was mentioned by Bortnikov and Vikent'ev (2005) who gave a substantiated characteristics of sulfidic ore formation on the oceanic floor (in backarc basins and axial zones of mid-oceanic ridges). "Ore hills" also grow at a depth of about 3 km from sea surface (Gablina et al., 2000). Shallower depths are not "forbidden" for ore formation, but accumulation of considerable amounts of ore at the shallow-marine environments is prevented by upwelling and tidal activity in shelf zones. Both at paleotypic and recent deposits, the fluids are dominated by modified sea water; the salinity of fluids is not high – 3-6%-equiv. NaCl (normal salinity of sea water is 3.5%-equiv. NaCl). Some authors (Von Damm et al., 2003) explain the differences in salinity by the phase separation of fluids under the pressure of 287 bar and temperature of 405°C (practically, a little lower than the critical point of water).

Retrospective reconstruction for geologic phenomena in the Bolnisi Mining District shows that the process commenced by limited accumulation of carbonate-terrigenous and terrigenous-volcanogenic rocks within residual foreland sea basins. Afterward volcanic-tectonic processes become active resulting in accumulation of andesite-dacite sequences with enclosed sedimentary rocks. This process terminates by ignimbrite explosions, squeezing of extrusive domes and intrusion into the depression basement of *K-Na* granodiorites. Last manifestations of volcanic activity are expressed by andesite-basalt lavas. Deep horizons of the volcanic trough were subject to *Na* granodiorite intrusion.

First signs of hydrothermal activity in the Bolnisi Mining District immediately follow explosion of ignimbrites and squeezing of rhyodacite domes. Tectonic and magmatic activity involved ground waters of the artesian character. These waters, metamorphosed by above mentioned intrusions, are thought to form hydrosystems of the Bolnisi Mining District.

The first intrusion favoured heating of waters and their migration in areas of low fluid pressure where explosive breccias resulted from catastrophic explosions. The first hydrothermal collapse was replaced by low and long-term fluid discharge. As a result pre-ore paleohydrochemical zoning of the discharge zone was formed. Such zoning involves two zones: (i) the upper sulphate-ammonium one and (ii) lower chloride-sodium zone. The possible margin between these zones is traced by gypsum-anhydrite accumulations and jasper-like quartzites. Such a zoning was determined by:

- boiling of fluids characterized by high percentage of complex compounds (Barnes, 1982; Ovchinnikov, 1988) under temperatures $>350^{\circ}\text{C}$ and a depth 400-500m from the surface; isolation of volatiles obligatory resulted in destabilization and "alkalization" of fluids, and, as a consequence, – sedimentation of sulphides, native metals, quartz, adular and carbonates;
- oxidation of the isolated volatiles (H_2S , HCl , CO_2 , NH_4) in subsurface zones;
- exchanging reactions with the enclosing environment characterized by buffering the fluid *pH* and activities of constituents.

These events determined, in our opinion, formation of the mentioned hydrothermally altered rocks in the fluid discharge areas.

In epigenetic deposits two main stages of ore formation – early barite-polymetallic and late copper massive sulphide – were preceded by intense crushing of these metasomatic rocks. Particularities between copper and barite-polymetallic ores, and first of all their mineral composition and structural features, suggest that their forming fluids differed in composition and the salinity degree. Main ore-deposition stages did not practically alter early formed metasomatic rocks despite of thin quartz-sericite bands along sulphide accumulations. Ore-forming process started with bulk deposition of sulphides due to destabilization of fluids in the given *PT* conditions of the discharge zones. It continued afterward due to slow discharge of fluids determined by thermogradient field between isotherms

150°C and 320°C (fluid inclusions data). Mineral formation took place at a background of the existing paleohydrochemical zoning and was expressed by simultaneous deposition of sulphides and sulphates in the marginal zone between media with different thermodynamic properties. According to existing data (Franklin *et al.*, 1984) simultaneous sedimentation of sulphides and sulphates is possible under minimum partial pressure of oxygen in a field with equal activities of H_2S and SO_4^{2-} . Spatial separation of *Ca* and *Ba* sulphates (the latter, as a rule, occupy upper, comparatively low temperature levels) are thought (Holland and Malinin, 1982; Ovchinnikov, 1988) to be due to different character of their retrograde solubility.

Recently (Kekelia *et al.*, 1984) we tried to explain this phenomenon by data of equilibrium thermodynamics. Table 2 describes changes in the calculated fluid *pH* versus the total sulphur activity. Co-

Table 2.

Possible Values of Fluids *pH* Under Different Temperatures and Bulk Sulphur Activity
(After Kekelia *et al.*, 1984)

Temperature, °C	$\lg a_{SS} = 0$	$\lg a_{SS} = -2$	$\lg a_{SS} = -4$
150	6-10	0-8	0-6
225	6-9	0-8	crystallization impossible
325	1-8	1-6	

mparison of these materials with fluid inclusions data (Table 3) indicates that crystallization of iron and copper sulphides under 300°C is possible only in case if $\lg a_{H_2S} > -1.2$. This fact was used for com-

Table 3.

Composition of Fluid Inclusions at the Madneuli Mine (After Arevadze *et al.*, 1983)

Ores, mineral	Constituent	Concentration, mol/l	Analytical method
Copper massive sulfide; quartz	H_2S	$2.8 \cdot 10^{-3}$	Potenciometric
	<i>Fe</i>	0.3	Lazer microanalysis
	<i>Cl</i>	0.3	Cryometry
	<i>Na-K</i>	0.3	Cryometry
Barite-polymetallic, barite	SO_4^{2-}	0.01	Cryometry
	H_2S	$6.3 \cdot 10^{-4}$	Potenciometric

puting activities of main fluid constituents (Table 4) compared afterward with the same indices for fluids forming hydrothermal-sedimentary ores (Tvalchrelidze, 1987). It was concluded that in the Lesser Caucasus deposits total sulphur activity is higher due to elevated contents of sulphate-ion. At the same time, buffer ratio between H_2S and SO_4^{2-} must have been constant determining by oxidation-reduction margin of the ore-forming media. Combined occurrence of barite and anhydrite, observed in lower parts of deposits, may be explained by a triple diagram (Fig. 4). It may be seen that affinity calcite-barite-anhydrite is invariant. Under decreasing temperature conditions calcite may coexist with anhydrite only when SO_4^{2-} significantly exceeds CO_3^{2-} . At the same time, as it may be seen in Table 4, partial pressure of CO_2 and activity of SO_4^{2-} alters in almost the same manner with decreased temperature whereas $-\lg a_{Ca^{2+}} / -\lg a_{Ba^{2+}} = 2-3$. Just this feature, as demonstrated on Fig. 6, determines replacement of anhydrite with barite in conditions of temperature decrease.

Zoning of polymetallic bodies is thought to be determined by simultaneous influence of different factors:

- different stability of complex compounds (Franklin *et al.*, 1984; Ovchinnikov, 1988);
- sulphides solubility versus temperature (copper sulphides are more soluble than sphalerite and galena);
- metal deposition versus concentrations of S^{2-} ; it must be noted that sulphide hydrogen barrier may influence ore deposition only in conditions of low S^{2-} concentrations (Kraynov *et al.*, 1988).

Table 4.

Thermodynamic Parameters of Ore Deposition and Composition
of Fluids of the Lesser Caucasian Deposits
(after Kekelia *et al.*, 1984)

Index	Ore types		
	Barite	Barite-polymetallic	Copper massive sulphide
T, °C	120	220	320
P, MPa	5	50	50
$-\lg a_{\Sigma S}$	3	3	2
$-\lg a_{H^+}$	5	5	6
$-\lg a_{SO_3(gas)}$	31	25	20
$-\lg a_{H_2S(gas)}$	3	4	3
$-\lg a_{CO_2(gas)}$	3	3	2
$-\lg a_{H_2S^0}$	3	3	2
$-\lg a_{HS^-}$	4	4	2
$-\lg a_{S^{2-}}$	11	9	6
$-\lg a_{H_2SO_4^0}$	9	7	5
$-\lg a_{HSO_4^-}$	7	6	4
$-\lg a_{SO_4^{2-}}$	5	5	4
$-\lg a_{Fe^{2+}}$	9	7	10
$-\lg a_{Cu^{2+}}$	13	11	11
$-\lg a_{Zn^{2+}}$	10	10	12
$-\lg a_{Pb^{2+}}$	12	10	12
$-\lg a_{Ca^{2+}}$	0	0.5	4
$-\lg a_{Ba^{2+}}$	3	3	6

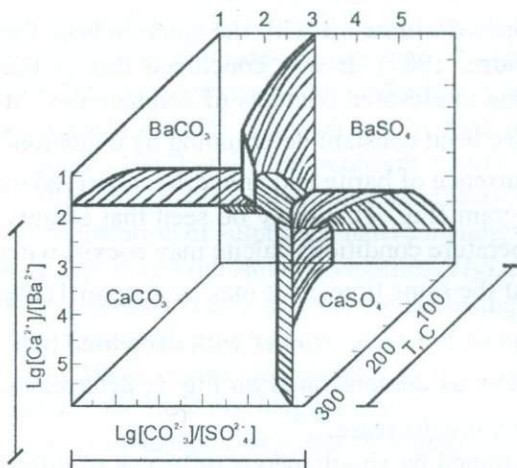


Fig. 4. Equilibria in the System *Ca-Ba-S-O*
(Tvalchrelidze, 1987).

It may be thought that in discharge zones ΔS concentrations were sufficient for copper sedimentation whereas *Pb*, *Zn* and *Ag* passed this barrier due to alteration of their soluble forms. In this case the exceeding anion-depositor plays a role of complexor (phenomena well-known in analytical chemistry).

We have already mentioned that, despite the mechanisms of ore deposition, hydrothermal-sedimentary and epigenetic ores reveal similarities of mineral composition. In the former case deposition of copper massive sulphides was determined by sharp temperature decrease and oxidation of hydrothermal fluids. Copper-bearing fluids bear hydrogen sulphide and carried metals in form of hydrosulphide complex compounds. This statement may be proven by black smokers containing pyrite, pyrrhotite and sphalerite suspensions in their "smokes". Gravitation accumulation of these sus-

pensions is possible when hydrotherms are discharged in depressions with stagnant water regime. Ore formation was determined by multistage discharge of ore matter, often interrupted (presence of clayey interlayers, "ore flysh"). Decisive formation of orebodies took place afterward, during diagenesis and catagenesis. The single exception of this rule occurred on "ore hills" where recrystallisation, dissolu-

tion and redeposition of ore species were due to influence of fluids. As copper massive sulphides lie directly upon basic volcanics, the logic explanation of their genesis may include extraction of ore constituents in course of interaction of overheated seawaters with enclosing environment.

Polymetallic (\pm barite) ores occur in those regions where continental crust is presented. Ore-forming therms must have features of brines. As such brines, as a rule, do not contain solved sulphur forms, it may be suggested that ore deposition in depressions was preceded by stratification of seawaters into reduced (H_2S -bearing) and oxidised zones. Enrichment of the depression floor parts with hydrogen sulphide is possible due to:

- bygone sulphate-reduction of seawater;
- supply of abiogenic H_2S from catagenesis zones;
- degassing of a shallow magmatic chamber.

We think that the third alternative is the most probable.

High density of base metal massive sulphide ores is to be noted. We suppose that here mechanism of ore formation must be taken into account – frequently repeating paroxysms of ore discharge on an extended geochemical barrier.

At last, some comments on gold-bearing quartzites and their place in the ore-forming process. Quartz veinlets with submicroscopic gold belong to the earliest ore manifestations and must have been originated during formation of explosive breccias and creation of paleohydrochemical zoning. Precipitation of gold is thought to represent a single-stage process related to, on one hand, destabilization of a magmatic fluid and, on the other hand, obligatory destruction of thioaurates (if they really bear gold) in conditions of high oxygen partial pressure in the secondary quartzites.

This article was prepared with the financial support by CRDF.

References

- Azhgirey A., Berman Yu. (1984) Madneuli Gold Deposit. M.B. Borodayevskaya and N.I. Borodayevskiy (eds.) *Geology of the USSR Gold Deposits. Vol. 1.* Moscow. Central Scientific-Research Geological Exploration Institute for Non-Ferrous and Noble Metals. P.245-257 (in Russian).
- Akimtsev V., Sharapov V. (1993) "Ore-bearing" Effusives of the Side at the Rift Valley of the Middle Atlantic Ridge // *Russia Acad. Sci. Bull.* 331. №3. P. 329-331 (in Russian).
- Arevadze D., Gogishvili V., Yaroshevich V. (1983) *Geology and Genesis of the Madneuli Copper-barite-polymetallic Deposit (Southern Georgia)* // *Geology of Ore Deposits.* №6. P.10-22 (in Russian).
- Barnes H. (1982) *Solubility of Ore Minerals.* H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.* Moscow: Nauka. P176-193 (in Russian).
- Bortnikov N., Vikent'ev J. (2005) Recent Sulfidic Polymetallic Ore Formation in the World Ocean // *Geology of Ore Deposits.* Vol.47. №1. P.16-50 (in Russian)
- Butuzova G. (1989) *Role of Exogenous and Endogenous Factors for Formation of Hydrothermal-Sedimentary Deposits at the World Oceanic Floor.* V.N. Kholodov (ed.) *Lithogenesis and Ore Formation.* Moscow: Nauka. P.176-193 (in Russian).
- Krivtsov A.I., Bogdanov Yu.V., Borodayevskaya M.B., etc. (eds.) (1987) *Copper Deposits: Types and Formation Conditions.* Moskow: Nedra. 197 p. (in Russian).
- Farfel L. (1988) *Forecasting of Ore Deposits.* Moscow: Nedra. 150 p. (in Russian).
- Franklin J., Lydon J., Sangster D. (1984) *Base Metal Massive Sulphide Deposits of Volcanogenic Affinities.* B.S. Skinner (ed.) *Genesis of Ore Deposits.* Vol.2. Moscow: Mir. P. 39-252 (in Russian).
- Gablina J., Mozgova N., Borodaev J., Stepanova T., Cherkasev G., Il'in M. (2000) *Copper Sulfidic Associations in Recent Oceanic Ores in the Logachev Hydrothermal Field (Middle-Atlantic ridge)* // *Geology of Ore Deposits.* Vol.42. №4. P.329-349 (in Russian).
- Ganeev I. (1984) *Physicochemical Model for Transport of Ore Species by Hydrothermal Solutions* // *USSR Acad. Sci. Trans. Ser. geol.* № 6. P.66-80 (in Russian).
- Goleva G. (1993) *Hydrogeological Modelling of Sedimentary basins* // *National Geology.* №7. P. 58-69 (in Russian).

- Grinberg I., Krasnov S., Ainemer A., Poroshina I., Stepanova T. (1990) Hydrothermal Sulphide Ore Formation in Oceans //Soviet Geology. № 12. P.81-91 (in Russian).
- Gritchuk D., Borisov M., Melnikova G. (1984) A Thermodynamic Model for a Hydrothermal System in Oceanic Crust: Estimation of Fluid Evolution //Geology of Ore Deposits. №4. P.3-23 (in Russian).
- Gugushvili V., Kekelia M., Moon Ch., Natsylshvili M. (2002) Crustal and Mantle Sources of Cretaceous Volcanism and Sulphide Mineralization in the Bolnisi Mining District //Proceedings of Georgian Academy of Sciences. Geological Institute Proceedings. New ser. 117.P. 417-419 (in Russian).
- Haas J. (1971) The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressures //Econ. geol. 60. P.940-946.
- Hodgson C., Lydon S. (1977) The Geological Setting of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits and Active Hydrothermal Systems: Some Implications for Exploration //Canad. Min. Metall. Bull. 70. P.95-106.
- Holland G., Malinin S. (1982) Solubility and Distribution of Gangue Minerals. H.L. Barnes (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Moscow: Mir Publ. P. 370-404 (in Russian).
- Kekelia S., Tvalchrelidze A., Yaroshevich V. (1984) The Geological and Physicochemical Conditions of Formation of Massive-Sulfide-Barite-Base Metal Deposits //Intern. Geol. Rev. 26. P.1437-1444.
- Kekelia S., Yaroshevich V., Ratman I. (1991) Geological and Genetic Models for Alpine Volcanogenic Non-ferrous Deposits in the Mediterranean Metallogenic Belt //Geology and Geophysics. № 8. P.71-79 (in Russian).
- Kekelia S., Ambokadze A. (1993) Geodynamic Environment and Ore Formation //National Geology. № 2. P.12-20 (in Russian).
- Kekelia S., Kekelia M., Otkhmezuri Z., Ozgur N., Moon Ch. (2004) Ore-forming Systems in Volcanogenic-Sedimentary Sequences by the Example of Base Metal Deposits of the Caucasus and East Pontic Metallotect. – Ankara, Turke.// Mineral Res. Expl. Bul. 129. P.1-16.
- Kholodov V., Kiknadze Z. (1989) Base Metal Massive Sulphide Deposits of the Greater Caucasus. Moscow: Nauka. 189 p. (in Russian).
- Koski R., Lonsde P., Shanks W. (1985) Mineralogy and Geochemistry of Sediment-hosted Hydrothermal Sulfide Deposits From Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California //J. Geophys. Res. 90. P.6695-6705.
- Kraynov S., Matveev L., Solomin G. (1988) Geochemical Conditions of Lead and Zinc Sedimentation from Brines in Sedimentary Basins on a Sulphide Barrier //Geochemistry. № 2. P.1708-1719 (in Russian).
- Norton D., Cathles L. (1982) Thermal Aspects of Ore Deposition. In: H.L. Barnes (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Moscow: Mir. P. 481-496 (in Russian).
- Ovhinnikov L. (1988) Formation of Ore Deposits. Moscow: Nedra. 255 p. (in Russian).
- Prokoptsev G., Prokoptsev N. (1990) Formation of Metalliferous Hydrotherms at Oceanic Floor //USSR Acad. Sci. Trans. Ser. geol. № 4. P.34-44 (in Russian).
- Sinyakov V. (1986) General Ore Genesis Models for Endogenous Deposits. Novosibirsk: Nauka. 243 p. (in Russian).
- Stekelberg I. (1985) Von and the Shipboard Scientific Party. Hydrothermal Sulfide Deposits in Back-Arc Spreading Centers in the Southwest Pacific. BGK Circ. № 27. 3-
- Tvalchrelidze A. (1987) Geochemical Conditions of Formation of Base Metal Massive Sulphide Deposits. Moscow: Nedra. 188 p. (in Russian).
- Von Damn K., Lilley M., Shanks W. III et al. (2003) Extraordinary Phase Separation and Segregation in Vent Fluids From the Southern East Pacific Rise //Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 206. P.365-378.
- Weissberg B., Browne P.R., Seward T. (1982) Ore Elements in Active Geothermal Systems. H.L.Barnes (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Moscow: Mir. P.578-609 (in Russian).

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОКРИЛЬСКОГО УЧАСТКА ОКРИЛЬСКО-АЧАПАРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (ГРУЗИЯ, СВАНЕТИЯ)

А.В.Окросцваридзе, Д.И.Блуашвили

Результаты детального изучения Окрильского участка Окрильско-Ачапарского золоторудного проявления Главного хребта Большого Кавказа (Грузия, Сванетия). А.В.Окросцваридзе¹, Д.И.Блуашвили². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (okrostsvari@gw.acnet.ge); ²Грузинский технический университет, 380015, ул. М.Костава, 75, Тбилиси.

Окрильско-Ачапарское золоторудное проявление сформировано на Главном хребте Большого Кавказа в зоне регионального тектонического надвига, вдоль которого породы гранит-мигматитовой серии надвинуты на Сакенский интрузив габбро-диорит-адамеллитового состава. Рудное поле разобщено Кодорским хребтом на два участка: Окрильский (восточный), прослеживающийся на 3 км, и Ачапарский (западный), прослеживающийся на 2 км. На Окрильском участке, который разделяется на три блока, рудовмещающая зона представлена сильно раздробленными, окварцованными и серицитизированными породами. Максимальная мощность зоны приходится на центральную часть (400-500м), а по периферии сужается до 150-200 м. Само главное рудное тело, мощность которого варьирует от 10 до 30 м, представлено жилами и гнездами разных размеров. В нем выделяется пять рудных ассоциаций: кварц-шеелитовая, кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная, кварц-антимонитовая и кварц-золотая. Золото отмечается во всех выделенных пяти ассоциациях, но его самое высокое содержание фиксируется в кварц-золотой ассоциации.

კავკასიონის ჰოკრილა-აჩაპარას ოქროს მადანგამოვლინების ჰოკრილას უბნის დეტალური შესწავლის შედეგები (საქართველო, სვანეთი). ა.ოქროსცვარიძე¹, დ.ბლუაშვილი². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (okrostsvari@gw.acnet.ge); ²საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტი, 3800015, მ. კოსტავას ქ. 75, თბილისი.

ჰოკრილა-აჩაპარას ოქროს მადანგამოვლინება ჩამოყალიბებულია კავკასიონის მთავარ ქედზე რეგიონალური ტექტონიკური შეცოცების ზონაში, რომლის გასწვრივაც გრანიტ-მიგმატიტური სერიის ქანები შეცოცებულია გაბრო-დიორიტ-ადამელიტური შედგენილობის საკენის ინტრუზივზე. კოდორის ქედით მადანგამოვლინება იყოფა ორ ნაწილად: ჰოკრილის (აღმოსავლეთის), რომელიც გაიდევნება დაახლოებით 3 კმ-ზე და აჩაპარის (დასავლეთის), რომელიც გაიდევნება 2 კმ-ზე. ჰოკრილის მონაკვეთზე, რომელიც გამკვეთი რეკვეზით დაყოფილია 3 ბლოკად, მადანგამოვლინება წარმოდგენილია ძლიერ დამსხვრეული, გაკვარცხული და გასერიციტებული ქანებით. ზონა მაქსიმალურ სიმძლავრეს ცენტრალურ ნაწილში აღწევს (400-450 მ), ხოლო პერიფერიაზე ვიწროვდება 150-200 მ-დე. მთავარი მადანიანი სხეული, რომლის სიმძლავრე 10-30 მ ფარგლებში იცვლება, წარმოდგენილია სხვადასხვა ზომის მარღვებით და ბუდობებით. მასში გამოიყოფა 5 მადანიანი ასოციაცია: კვარც-შეელიტური, კვარც-პირიტული, კვარც-პოლისულფიდური, კვარც-ანტიმონიტური და კვარც-ოქროიანი. ოქრო გვხვდება ხუთივე ასოციაციაში, მაგრამ მისი მაქსიმალური კონცენტრაციები ფიქსირდება კვარც-ოქროიანში.

The results of detailed investigation of the Hokrila part of the Hokrila-Achapara gold ore-manifestation of the Greater Caucasus (Georgia, Svaneti). A. Okrostsvaridze¹, D. Bluashvili². ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (okrostsvari@gw.acnet.ge); ²Georgian Technical University, 3800015, M.Kostava str. 75, Tbilisi

Hokrila-Achapara gold ore-mineralization is formed on the main range of the Greater Caucasus and structurally related to the regional fault, along which granite-migmatite complex thrusts over the Sakeni granitoid intrusive. It is divided into two parts by Kodori range: the Achapara (West) which is spread at 2 km and the Hokrila (East) which is spread at 3 km. The Hokrila area is outcropped on the left edge of the Hokrila river. Ore-bearing zone is constructed of broken, quartzitization and sericitization rocks. Its thickness reaches its maximum in its central part (400-450m), the west and east part thickness is reduced up to 150-200 m. The main ore body has 10-30 thickness and is represented by nests and veins. Five association of ore minerals are distinguished: quartz-sheelite, quartz-pyritic, quartz-polysulfidic, quartz-antimonitic and quartz-gold. Gold is found in every five but the highest concentration, is in quartz-gold association.

Высокая концентрация золота в современных аллювиальных осадках Верхней Сванетии (ущ. р.Ингури, главный водосборный бассейн региона) свидетельствуют о том, что ее недра содержат коренные месторождения этого благородного металла. В 1934-1953 гг. из аллювиальных отложений р.Ингури осуществлялась интенсивная добыча золота. В 1976-1978 гг. Кавказский институт минерального сырья (КИМС) провел ревизионные работы по россыпному золоту Сванетии. Было обнаружено, что в течение всего 30-40 лет произошло значительное заполнение золотом песков ущ. р.Ингури (Гелеишвили, 1988). Элементарные расчеты показали, что накопление такого количества золота, за столь короткое время, не смогло бы произойти лишь за счет альпийских кварцевых жил, по которым велись поисковые работы и, таким образом, главный источник аллювиального золота р. Ингури оставался необнаруженным.

В 1986 году нами в верховьях р.Ачапара (левый приток р.Кодори) при изучении Сакенского интрузива в его северном контакте с гранит-мигматитовой серией, вдоль Алибегского регионального надвига, была обнаружена мощная зона окварцевания, серицитизации и хлоритизации с высоким содержанием золота (Окросцваридзе, 1987). В 1990 году на восточном продолжении северного контакта Сакенского интрузива, на левых карнизах р.Окрила, была обнаружена аналогичная зона с высоким содержанием золота, которая приурочена к тому же региональному надвику. В последствии была опубликована работа о высоком содержании золота в Окрильском и Ачапарском ущельях (Окросцваридзе, 1992). Позднее нами было выделено Окрильско-Ачапарское рудное поле золото-кварц-малосульфидного гидротермального генетического типа (Окросцваридзе, 1995; Okrostsvavidze, Bluashvili, 2000; Блуашвили, 2001).

В 2003 году мы смогли провести детальное исследование лишь Окрильского участка рудного поля; была составлена схематическая геологическая карта и два среза. Для анализов на рудные элементы точечным методом было отобрано более 100 образцов весом 5-7 кг. Пробные анализы выполнялись количественно-спектральным и атомно-абсорбционным методами, а также были проведены криометрические и хроматографические исследования флюидной системы руд и рудовмещающих пород.

Основные черты геологического строения района

Окрильско-Ачапарское золоторудное проявление (рис.1) сформировалось на южном склоне Большого Кавказа на тектоническом стыке мощных геоблоков (поднятий): Тебердинско-Дигорского и Софийского. Вдоль этого стыка, именуемого в геологической литературе Алибекским региональным надвигом (Сомин, 1971), имеющим общекавказское простирание (ЮВ-СЗ), породы гранит-мигматитовой серии Тебердинско-Дигорского геоблока надвинуты на Сакенский интрузив габбро-адамеллитовой серии Софийского геоблока. В районе исследования этот надвиг образует мощные карнизы, а породы претерпели сильное дробление, окварцевание, грейзенизацию, серицитизацию и окисление.

Гранит-мигматитовая серия представляет собой пространственное и генетическое единство анатектических слюдястых гранитоидов и мигматитов, где мигматиты представлены разными морфологическими типами, а гранитоиды - как согласными (раннекинематические двуслюдяные плагиограниты), так и мобилизованными секущими телами (позднекинематические двуслюдяные граниты). Субстратом этой серии служили метаморфизованные в амфиболитовой фации осадки сиалического профиля, а генерация магмы протекала в результате парциального плавления в условиях низкого давления (2,2-3,7кбар) и высокой температуры (700-750°C) (Окросцваридзе, 1990).

По геологическим и петрохимическим данным гранит-мигматитовая серия принадлежит к коровым анатектическим образованиям. По комплексным изотопным данным (U-Pb и Rb-Sr методы) гранит-мигматитовая серия формировалась в карбоне в интервале 314-325 млн.лет (Шенгелиа и др., 1991).

Криометрическое исследование этой серии (Окросцваридзе, 1998) показало, что в лейкосоме мигматитов самые ранние включения состоят из чистого или почти чистого CO₂, а самые поздние из - H₂O. По всем данным поведение CO₂ коррелируется с процессами мигматизации и оно, вероятно, способствует анатектическому плавлению. Следует отметить, что самые многочисленные включения углекислоты фиксируются в лейкократовых секущих телах этой серии. Водно-солевая система гранит-мигматитовой серии представлена двумя типами. Первый тип включений имеет Ca-Na-Cl состав с концентрацией соли 20-30 масс.% (Экв_{NaCl}). Второй тип включений - это слабоминерализованные водно-солевые K-Na-Cl растворы с концентрацией 8-

10 масс.% (Σ_{NaCl}). Вероятно, Ca-Na-Cl растворы являются синмагматическими, а слабоминерализованные K-Na-Cl растворы появляются на регрессивном этапе развития серии, принимая участие в низкотемпературном метасоматозе. Хроматографическое исследование показало, что в мигматитах суммарное содержание газов не превышает 2 мл/г, а максимум $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ соответствует 5,3 мл/г. В плагиогранитах этой серии суммарное содержание газов не меняется, но явно повышается процентное содержание CO_2 ($\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2=2,8$). В двуслюдяных гранитоидах возрастает флюидная фаза (до 6,2 мл/г), но резко понижается процентное содержание CO_2 ($\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ возрастает до 12,7). Установлено, что параметр N/C ($\text{N}=2\text{N}_2$; $\text{C}=\text{CO}_2+\text{CH}_4+3\text{C}_x\text{H}_y$) для континентальной коры варьирует в пределах 0,15–0,50, а для океанической он ниже 0,15 (Norman, Sawkins, 1987). По этому параметру породы гранит-мигматитовой серии соответствуют континентальным образованиям, так как он варьирует от 0,205 до 0,398.

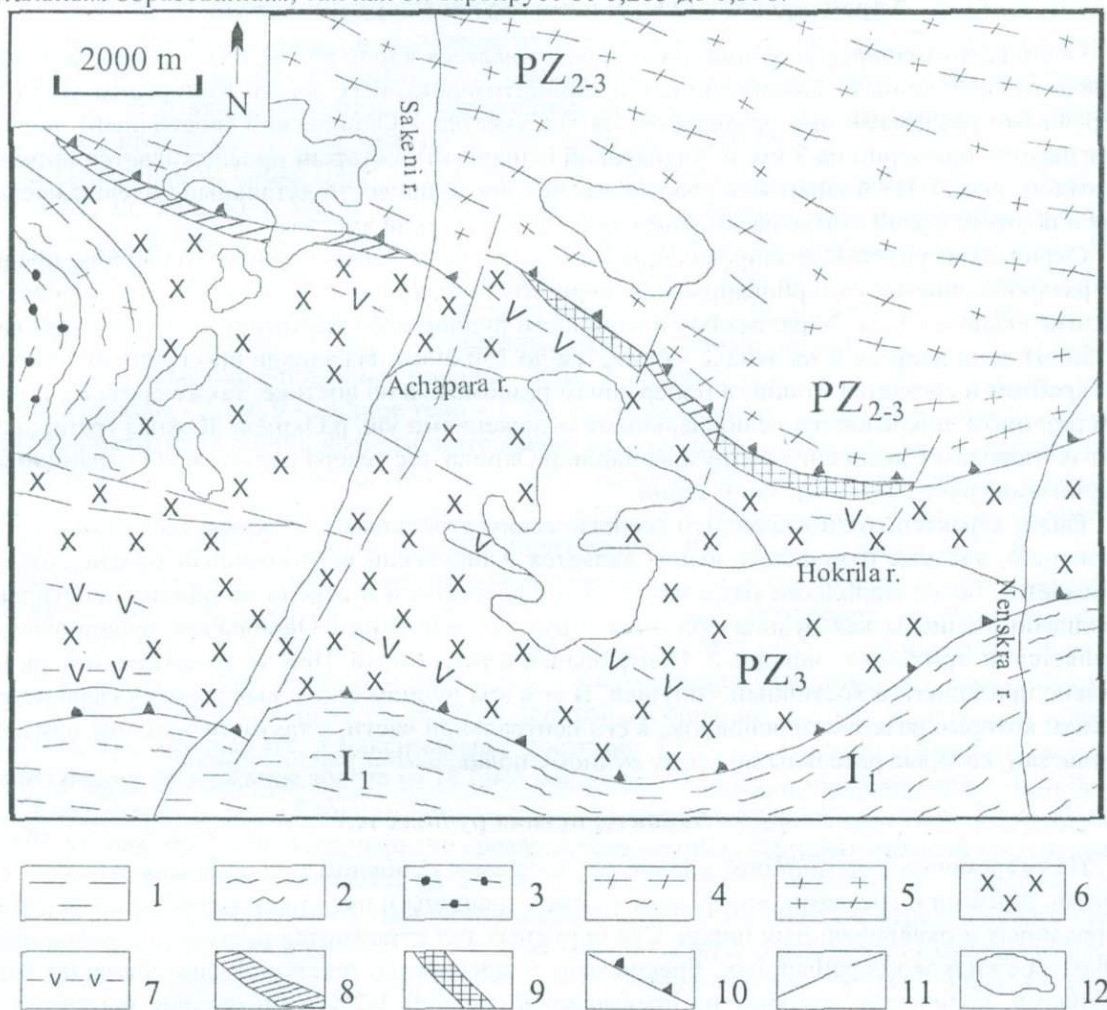


Рис. 1. Географическое положение и схематическая геологическая карта района Окрильско-Ачапарского золоторудного поля.

- 1 – нижнеюрские аспидные сланцы; 2 – среднепалеозойская сисинская свита – метатерригенные сланцы эпидот-амфиболитовой фации; 3 – нижне-среднепалеозойская кличская свита – чередование амфиболитов и метатерригенных сланцев; 4 – нижне-среднепалеозойская гвандринская свита – метатерригенные гнейсы, амфиболиты и мигматиты; 5 – средне-верхнепалеозойская гранит-мигматитовая серия; 6 – верхнепалеозойский Сакенский интрузив; 7 – среднеюрские габбро-диабазы; 8 – зона милонитизации и окварцевания; 9 – зона Окрильско-Ачапарского золоторудного проявления; 10 – надвиги; 11 – разломы; 12 – ледники

Сакенский интрузив имеет линзообразную форму, общекавказское простирание и в современном эрозионном срезе занимает площадь около 77 км^2 . С юга и с севера интрузив ограничивается соответственно Главным и Алибекским надвигами, а на востоке и западе выклинивается в пределах средне-верхнепалеозойской, гвандринской и сисинской свит. Интрузив в основном сложен кварцевыми диоритами и гранодиоритами, подчиненно отмечаются габбро-диориты и адамеллиты, которые замещают друг друга. Для него характерны многочисленные овальные включения габбро-диоритового состава, которые вместе с основной массой интрузива разгнейсованы. Привлекает внимание интенсивность и разнообразие габбро-диабазовых тел, мощность

которых колеблется от нескольких дециметров до 10-12 м и которые, в отличие от включений, не разгнейсованы. По геологическим и петрохимическим данным породы Сакенского интрузива принадлежат к породам I типа мантийно-корового генезиса. Изотопный возраст интрузива, определенный по циркону U-Pb методом, соответствует 320 ± 5 млн. лет (Бакурадзе и др., 1990).

Криометрическое исследование показало, что растворы, которые принимали участие в формировании Сакенского интрузива, имели преимущественно натриево-хлоридную специализацию с концентрацией 8-9 масс.% (Σ_{NaCl}). По данным хроматографического исследования суммарное содержание газов Сакенского интрузива в среднем составляет 2,8 мл/г, а параметр $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ в среднем равен 3,3. По параметру N/C часть пород интрузива соответствует океаническим образованиям (0,114-0,121), а часть – континентальным (0,314-0,347).

Характеристика Окрильского участка рудного поля

Окрильско-Ачапарское рудное поле прослеживается вдоль рр.Окрила и Ачапара и развито среди раздробленных, окварцованных и серицитизированных пород. Кодорским хребтом и поперечными разломами оно разделяется на два участка – Окрильский (восточный), который протягивается примерно на 3 км, и Ачапарский (западный), который прослеживается примерно на 2 км (см. рис.1). На Ачапарском участке мы не смогли провести детальные полевые исследования и поэтому в этой статье рассмотрим только Окрильский участок.

Окрильский участок рудопроявления, обнаженный на левых карнизах р.Окрила, представлен раздробленными, окварцованными и серицитизированными породами и прослеживается приблизительно на 3 км. Максимальной мощности рудное поле достигает в центральной части (400-500м), а на востоке и на западе – сужается до 150-200м. На западе оно граничит с Кодорским хребтом и срезается мощным поперечным разломом, а на востоке, также срезаясь поперечным разломом, покрывается делювиальными отложениями ущ. р.Окрила. Южная граница проходит по породам Сакенского интрузива вдоль р.Окрила, а с севера рудное поле ограничивается карнизами гранит-мигматитовой серии.

Район характеризуется сложным геологическим строением, где основным тектоническим нарушением, как уже отмечалось выше, является Алибекский региональный надвиг, который пересекается, более молодыми разломами северо-восточного и северо-западного простирания, последними смещены как рудное поле, так и рудное тело и ими Окрильское рудопроявление разделяется на три блока: Западный, Центральный и Восточный. При этом западный блок максимально приподнят, а восточный – опущен. В каждом рудном блоке выделяются главные рудные тела, которые развиты, в основном, в его центральной части, а также небольшие орудененные участки, которые рассеяны по всему рудному полю.

Характеристика рудных тел

На современном эрозионном уровне оруденение в основном представлено жилами, прожилками, линзами и гнездами, которые заполняют трещины и пустоты раздробленных, серицитизированных и окварцованных пород. Среди рудных тел отмечаются руды полосчатых, вкрапленных, прожилково-вкрапленных, брекчиевых и массивных текстур. Руды довольно бедны сульфидами, количество которых не превышает в среднем 1-2% и по составу и генезису их можно отнести к золото-кварц-малосульфидному генетическому типу. Структурно-текстурные особенности руд, их минеральный состав и околорудные изменения показывают, что процесс рудоотложения происходит прерывисто и протекает в пять стадий, образуя следующие минеральные ассоциации: кварц-шеелитовую, кварц-пиритовую, кварц-полисульфидную, кварц-золотую и кварц-антимонитовую. Золото встречается во всех пяти образованиях, и самая большая концентрация встречается в кварц-золотой ассоциации. Географически рудное поле расположено на левом берегу р.Окрила и на правом берегу р.Ачапара, на расстоянии 1-1,5 км от рек. Рельеф наклонен на юг, и угол наклона варьирует от 45 до 70°. Несмотря на то, что расположение рудного поля от уровня моря меняется от 2000 до 2500 м, условия его изучения нормальные.

Изучение состава и строения рудных тел в отдельных блоках показало, что они являются разорванными и смешанными частями одного и того же рудного поля, хотя в каждом блоке обнажаются разные рудные ассоциации.

В Западном блоке мощность главного рудного тела варьирует от 10 до 14 м (аз. пад. 10°, уг. пад. 60°); оно локализовано среди серицитизированных, хлоритизированных и окварцованных пород, прослеживается на 480 м и характеризуется зональным строением. Ниже предложен

разрез этого тела на пересечении 2400 м изогипсы и пятого левого притока р.Окрила (от подошвы к кровле): 1 – рудное тело – 2,2 м; 2 – безрудные окварцованные породы – 3,7 м; 3 – рудное тело – 1,5 м; 4 – безрудные окварцованные породы – 1,7 м; 5 – рудное тело – 2,4 м. Рудовмещающая среда представлена породами гранит-мигматитовой серии, которые интенсивно раздроблены, серицитизированы и окварцованы. Само рудное тело представлено жилами и прожилками мощностью от 1 до 15 см. цементирующими раздробленные и окварцованные породы. Они представлены кварц-золотыми, кварц-шеелитовыми, кварц-пиритовыми ассоциациями. Минеральный состав руды следующий: кварц, шеелит, пирит, пирротин, сфалерит и золото. Макроскопически хорошо наблюдается, что кварц-шеелитовые жилы секутся кварц-пиритовыми, указывая на ранний период шеелитовой минерализации. В этом рудном теле золотая минерализация отмечается в кварц-пиритовой и кварц-золотой ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 21 пробы, в среднем, составляет 2,71 г/т, а максимальное – 5,27 г/т. В кварц-пиритовой ассоциации среднее содержание золота из 15 проб составляет 1,76 г/т, а максимальное – 2,82 г/т. Шеелитовая минерализация отмечается только в этом блоке и среднее содержание вольфрама в кварц-шеелитовой ассоциации, определенное количественно-спектральным методом, в 5 пробах составляет 1600 г/т, а максимальное – 2200 г/т.

В Центральном блоке (рис. 2) мощность главного рудного тела варьирует от 25 до 30 м (аз. пад. 20°, уг. пад. 60°); оно локализовано среди окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных пород, прослеживаясь на 670 м и характеризуясь зональным строением. Ниже предложен разрез этого рудного тела на пересечении 2240 м изогипсы и третьего левого притока р.Окрила (от подошвы к кровле): 1 – рудное тело – 1,3 м; 2 – безрудные окварцованные породы – 9,7 м; 3 – рудное тело – 2,0 м; 4 – безрудные окварцованные породы – 1 м; 5 – рудное тело – 1,4 м; 6 – безрудные окварцованные породы – 3,5 м; 7 – рудное тело – 4,8 м; 8 – безрудные окварцованные породы – 2,1 м; 9 – рудное тело – 1,2 м. Рудовмещающая среда представлена породами гранит-мигматитовой серии, которые интенсивно раздроблены, окварцованы и серицитизированы. Само рудное тело представлено кварц-антимонитовыми жилами, мощность которых варьирует от 1 до 20 см, и которые цементируют безрудные раздробленные породы. Кроме названных жил отмечаются прожилки кварц-пирит-арсенопиритового и кварц-золотого состава. Основной фон создает кварц-антимонитовая ассоциация, доля которой в оруденении составляет приблизительно 70%. Минеральный состав руд следующий: антимонит, арсенопирит, пирит, сфалерит, золото и кварц. В отличие от Западного рудного тела здесь кварц-шеелитовая ассоциация не развита. В этом рудном теле золотая минерализация фиксируется в кварц-золотой и кварц-антимонитовой ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 24 проб составляет 6,35 г/т, а максимальное достигает 15,60 г/т. В кварц-антимонитовой ассоциации среднее содержание золота из 18 проб составляет 2,11 г/т, а максимальное – 3,82 г/т.

В восточном рудном блоке мощность главного рудного тела варьирует от 17 до 21 м (аз. пад. 10°, уг. пад. 60°); оно локализовано среди окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных пород, прослеживается на 250 м и характеризуется зональным строением. Ниже предложен разрез этого рудного тела на пересечении 2060 м изогипсы и первого левого притока р.Окрила (от подошвы к кровле): 1 – рудное тело – 1,2 м; 2 – безрудные окварцованные породы – 1,8 м; 3 – рудное тело – 1,4 м; 4 – безрудные окварцованные породы – 3,6 м; 5 – рудное тело – 2,3 м; 6 – безрудные окварцованные породы – 1,8 м; 7 – рудное тело – 2,0 м; 8 – безрудные окварцованные породы – 1,7 м; 9 – рудное тело – 3,3 м. Рудовмещающие породы представлены гранит-мигматитовой серией; они интенсивно окварцованы, грейзенизированы и хлоритизированы. Само рудное тело представлено жилами и прожилками, мощность которых варьирует от 1 до 10 см и которые цементируют раздробленные породы. Они представлены кварц-пиритовыми, кварц-полисульфидными и кварц-золотыми ассоциациями. В целом его минеральный состав таков: пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, золото и кварц. В этом рудном теле золотая минерализация отмечается в кварц-золотой и кварц-полисульфидной ассоциациях. В кварц-золотой ассоциации среднее содержание золота из 15 проб составляет 3,82 г/т, а максимальное достигает 7,11 г/т. В кварц-полисульфидной ассоциации среднее содержание золота из 16 проб составляет 2,64 г/т, а максимальное – 3,82 г/т.

Характеристика минералов рудных тел

Окрильский участок рудных тел характеризуется сложным минеральным набором, в его состав входят как рудные, так и нерудные минералы. Кроме золота среди рудных минералов

выделяются шеелит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит и антимонит, а среди нерудных – отмечаются кварц, каолинит, диккит, гидрослюда, адуляр и кальцит.

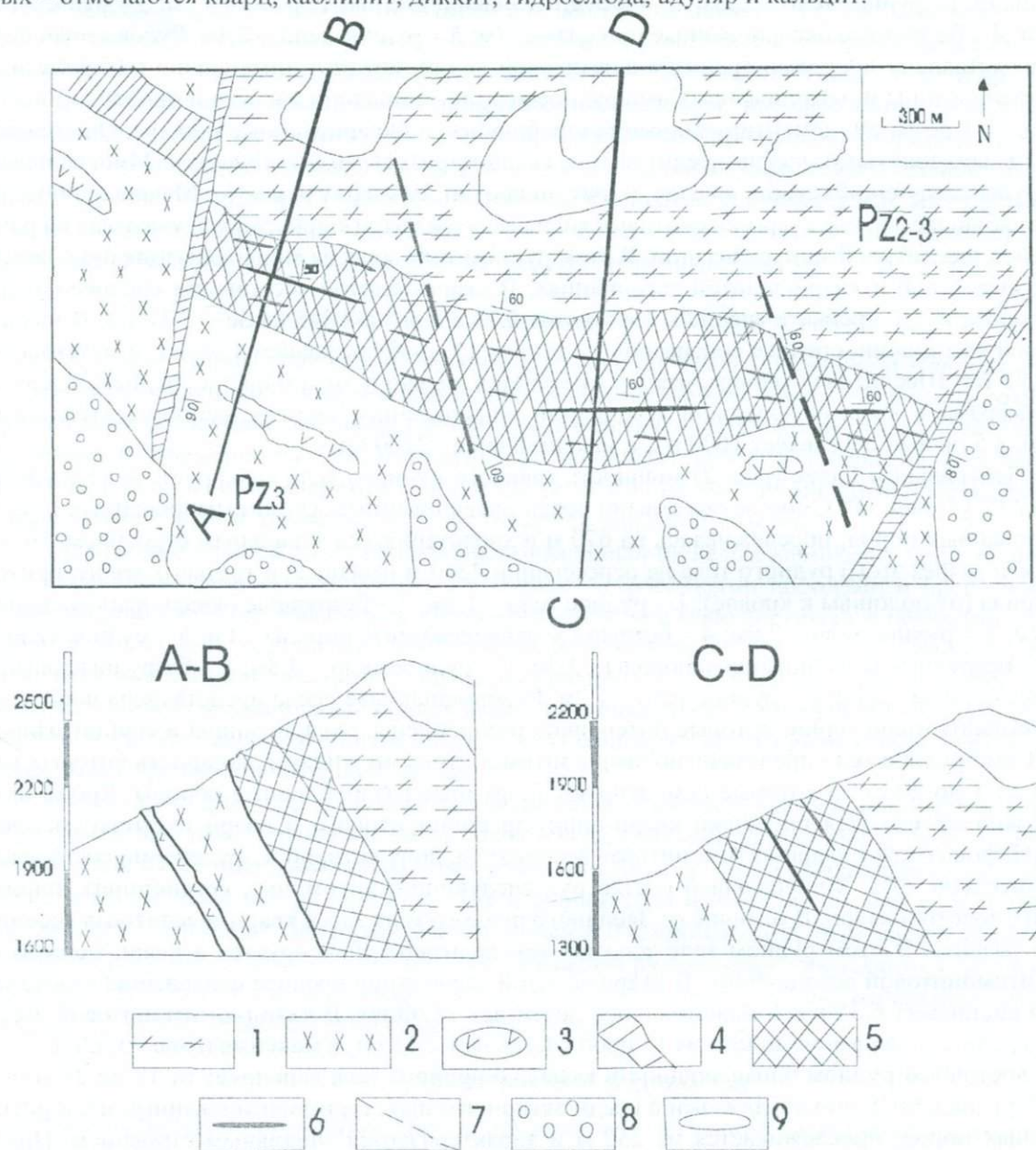


Рис.2. Схематическая геологическая карта Окрильского рудного поля.

1 – гранит-мигматовая серия; 2 – Сакенский интрузив; 3 – габбро-диабазовые дайки; 4 – зона разлома и милонитизации; 5 – зона дробления, окварцевания, серицитизации и хлоритизации; 6 – рудные тела; 7 – разломы; 8 – четвертичные отложения; 9 – ледники

Среди минералов Окрильского участка рудного поля 90% приходится на кварц. Различается четыре генерации кварца. Кварц первой генерации создает жилы и прожилки разной формы и мощности, он представлен мелкокристаллическими разновидностями, часто раздроблен и его окраска меняется от светло до темно-серого цвета. Его образование, по всей вероятности, связано с окончанием процесса грейзенизации и в нем часто встречаются вкрапления шеелита. Кварц первой генерации, в основном, приурочен к Западному рудному телу. Кварц второй генерации сечет кварц первой генерации и грейзенизированные породы, но часто сам раздроблен. В кварце этой генерации встречаются вкрапления пирита, арсенопирита и марказита. Он встречается во всех трех рудных телах Окрильского участка. Кварц третьей генерации сечет кварц первой и второй генерации и характеризуется мелкозернистым строением и молочно-желтоватой окраской. Значительная часть золотой минерализации Окрильского участка связана с кварцем этой генерации и самые высокие концентрации золота фиксируются в его жилах (10-15 г/т). Кварц этой генерации встречается во всех трех рудных телах Окрильского участка и с ним связаны адуляр и карбонатные минералы. По данным количественно-спектрального анализа в жи-

лах кварца третьей генерации помимо золота отмечаются высокие концентрации серебра, меди, цинка, свинца и мышьяка. Кварц четвертой генерации сечет кварц третьей генерации и характеризуется беловато-голубоватой окраской. Он обогащен антимонитом, в незначительном количестве отмечаются галенит, сфалерит и халькопирит и, главным образом, связан с Центральным рудным телом.

Золото, на Окрильском участке рудного поля в различном количестве встречается в пределах всех рудных тел и, в основном, связано с кварцем третьей генерации. На Окрильском участке, по приблизительным расчетам, 95% золотой минерализации приходится, видимо, на мелкодисперсионное золото. На его мелкодисперсионность указывают полученные спектральным анализом высокие концентрации золота на таких участках, где золотые вкрапления вообще не наблюдаются. Микроскопически наблюдаемые зерна золота отмечаются редко и их размеры не превышают 0,1 мм и представлены агрегатами дендритовых, чешуйчатых и овальных форм.

Адуляр, в основном, представлен удлиненными кристаллами и часто связан с продуктивным кварцем и золотом. Именно поэтому на безадулярных участках золота либо нет вообще, либо оно отмечается в незначительном количестве. На изученном участке существование адуляра указывает на золотое оруденение и его можно использовать как один из критериев поиска, но отсутствие адуляра не означает, что золотого оруденения на этих участках не ожидается.

Шеелит встречается только в пределах Западного рудного тела и связан с кварцем первой генерации, где он создает вкрапления неправильных форм. Пирит широко распространен как в рудных телах, так и в рудовмещающих породах. Его формирование происходило в течение всего процесса рудообразования. Пирротин встречается в малых количествах и лишь в Западном рудном теле. Марказит всегда встречается с пиритом третьей генерации в виде вкраплений. Арсенипирит попадает довольно часто и отмечается в кварце третьей генерации вместе с пиритом. Сфалерит (в малых количествах) встречается в каждом рудном блоке, но его сравнительно наибольшее количество фиксируется в Западном и Центральном блоках. Галенит так же, как и сфалерит, отмечается во всех трех рудных блоках, где вместе со сфалеритом и халькопиритом обнаруживается в виде мелких вкраплений. Халькопирит отмечается во всех рудных блоках, но его наибольшее количество приходится на Центральный блок. Антимонит встречается в довольно большом количестве в Центральном рудном блоке в виде массивных жильно-вкрапленных и жильных типов руд. В антимоните (в малом количестве) отмечается реальгар, который коронирует антимонит.

Глинистые минералы на Окрильском участке рудного поля встречаются повсеместно. Они фиксируются как в пустотах и трещинах кварца, так и в сульфидных минералах. Карбонаты в виде небольших примазок и пятен встречаются с кварцем четвертой генерации; вероятно, его образование началось одновременно с отмеченным кварцем и продолжалось и впоследствии. Присутствие кальцитовых жил в антимоните указывает на то, что рудообразующие процессы заканчиваются образованием этого минерала.

Условия образования оруденения

Объем проведенных нами полевых и лабораторных исследований не позволяет построить генетическую модель изучаемого рудного поля, но дает возможность изложить предварительную версию его образования. Естественно, что, как и в других рудных месторождениях, данный случай накопления рудных минералов обусловлен совокупностью тектонических факторов, структурно-литологических особенностей, составом флюидной фазы и определенным термобарическим режимом рудофокусирующей среды.

В районе главным рудоконтролирующим фактором является Алибекский региональный надвиг, который способствовал развитию регионально-линейного стресс-метаморфизма с дроблением, окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией. Внутри его создались благоприятные условия для формирования изучаемого оруденения. Источником золота и других рудных элементов, возможно, является Сакенский интрузив мантийно-корового генезиса. Вдоль периметра этого интрузива, который составляет 77 км², фиксируется несколько маленьких рудопроявлений, что, по нашему мнению, свидетельствует о парагенетической связи между ними. Кроме того, анализ многочисленных данных различных регионов мира показывает, что основные резервы золота, меди и молибдена генетически связаны с гранитоидными комплексами I типа (Ermolov, 1999), к которым принадлежит и данный интрузив.

Флюидная система Сакенского интрузива и гранит-мигматитовой серии, как было отмечено выше, имела, в основном, натриево-хлоридную специализацию с определенным содержанием углекислоты. Это является косвенным свидетельством благоприятной обстановки для переноса и накопления золота. Как показывают экспериментальные работы, при высоких температурах золото растворяется в хлоридных флюидах (Frank et al., 1999), а многочисленные данные показывают, что углекислота способствует накоплению этого благородного элемента в рудных системах (Dillay et al., 1997; Лапухов и др., 2000).

Что касается состава рудных растворов, то на первом этапе рудообразования они, в основном, были кальц-сульфид-бикарбонатными, а на последнем этапе - кальц-сульфид-хлоридовыми. Согласно хроматографическому исследованию основными газовыми компонентами сульфида являются CO_2 , N_2 и CH_4 . Концентрация CO_2 в кварце третьей генерации составляет 5-6 мл/г (Э_{NaCl}), N_2 - 4-5 мл/г (Э_{NaCl}), а CH_4 - 1-2 мл/г (Э_{NaCl}). При этом на последнем этапе рудообразования (кварц-антимонитовом) основной газовой фазой флюидов являлся CO_2 .

По всей вероятности, источником рудных флюидов являлся глубинный магматический очаг Сакенского интрузива, на что в первую очередь указывает существование рудной минерализации вдоль регионального разлома во всех генетических образованиях. Активизацию флюидов вызвал альпийский тектоно-магматический цикл, а транспортировка осуществлялась вдоль Алибегского регионального надвига в закрытой системе.

Что касается возраста Окрильско-Ачапарского рудопроявления, то он нами специально не изучался. В районе рудопроявления К-Аг изотопное датирование Сакенского интрузива показывает цифры от 163 до 168 млн.лет (Окроецваридзе, 1990). Это может свидетельствовать лишь о том, что в этом интервале времени интрузив испытал вторичный нагрев до температуры выше 300°C . Исходя из этого и из температуры кристаллизации золота, мы допускаем, что формирование изучаемого рудопроявления связано со среднеюрской тектоно-магматической активностью региона, но не исключено, что рудопроявление имеет и более молодой возраст.

На основании проведенных исследований можно заключить, что изучаемое рудное поле принадлежит к кварц-золото-малосульфидному гидротермальному генетическому типу и пространственно, а возможно, и генетически связано с габбро-диорит-тоналитовым Сакенским интрузивом. Структурными и литологическими факторами оруденения являлись линейные тектонические стрессовые зоны, в пределах которых породы сильно раздроблены, окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы. Аналогичные месторождения, связанные с габбро-диорит-гранодиоритовыми образованиями, известны в различных регионах мира. Среди них можно отметить Центральное рудное поле в Кузнецком Алатау, Березовское на Урале, Дарасун в Восточном Забайкалье, Мазер Лоуд, Грасс Вааль в США, Маунт Морган в Австралии и др. По масштабам и геологическим условиям образования изучаемое рудопроявление наиболее сходно с месторождением Лега-Демби на юге Эфиопии (Billay et al., 1997) и Сечи-Джирма на западе Эфиопии (Лапухов и др., 2001).

Анализ полученных результатов и сравнение их с аналогичными месторождениями позволяет допустить, что изученное нами рудное поле перспективно и требует дальнейшего исследования.

Литература

- Бакурадзе К.В., Бартницкий Е.Н., Степанюк Л.М. (1990) Изотопный возраст кристаллического фундамента Южного склона Большого Кавказа //Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев. С.74-87.
- Блуашвили Д.И. (2001) Петрология и рудопроявление Окрильского района (Верхняя Сванетия). Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 24 с.
- Гелеишвили В.Г. (1988) Золото Грузии. Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. С. 51.
- Лапухов А.С., Семенов Б.А., Толвинский С.Б. и др. (2000) Новое золоторудное поле Сечи-Джирма на западе Эфиопии //Геология рудных месторождений. Т. 43. N 6. С.555-561.
- Окроецваридзе А.В. (1987) Петрология палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии. Автореф. кандид. дисс. Тбилиси. 26 с.
- Окроецваридзе А.В. (1990) Условия образования Сакенского интрузива //Сообщ. АН ГССР. Т.139. N 1. С. 127-131.
- Окроецваридзе А.В. (1992) Первые данные о содержании золота в верховьях рр.Окрила и Ачапара (Верхняя Сванетия) //Сообщ. АН Грузии. Т.145. N 1. С.120-124.

- Окроецваридзе А.В. (1995) Герцинские гранитоидные серии Большого Кавказа. Автореф. доктор. дисс. Тбилиси. С. 52.
- Окроецваридзе А.В. (1998) Флюидный режим образования герцинских гранитоидов Большого Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 116. Тбилиси. С.176-186.
- Сомин М.Л. (1971) Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М. Наука. С. 217.
- Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Сомин М.Л. и др. (1991) Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука. 1991. С. 363.
- Billay A., Kisters A., Meyer F., Schneider J. (1997) The geology of the Lega Dembi gold deposit, southern Ethiopia: implication for Pan-African gold Exploration //Mineralium Deposita. N 32. P. 491-504.
- Ermolov P. (1999) Granitoid ore-magmatic systems of Kazakhstan. Abstracts. Fourth Hutton Symposium. Clermont-Ferrand, France. P.232.
- Frank M., Candela P., Piccoli P. et al. (1999) Experimental study of Au in Granitoid-volatile phase systems //Abstracts. Fourth Hutton Symposium. Clermont-Ferrand, France. P.233.
- Hassan H., McAllister A. (1992) An intergraded geological, geochemical investigation of uranium metallogenesis in selected granitic pluton of the Miramich Anticlinorium New Brunswick. //Geol. Sur. Canada. P.91-98.
- Norman D., Sawkins F. (1987) Analysis of volatiles in fluid inclusions by mass-spectrometry //Chem. Geol. V.61. P.3-13.
- Okrostsvaridze A., Bluashvili D. (2000) Hokrila-Achapara Ore Bearing Zone of the Crystalline Basement of the Greater Caucasus (Svaneti, Georgia) //Proceedings of IGP Project 373. Correlation, Anatomy and Magmatic Hydrothermal Evolution of Ore-Bearing Felsic Igneous System in Eurasia. Helsinki. P.50-53.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ЛИТОЛОГИЯ РАННЕМЕЛОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ГРУЗИИ

Э.В.Варсимашвили

Сравнительная литология раннемеловых осадочных формаций Грузии. Э.В.Варсимашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Сравнительное детальное литологическое исследование раннемеловых осадочных формаций Грузии дает возможность установить эволюцию флишевой седиментации и связанные с ней процессы литогенеза в бассейне ВОМБК, где выделены: берриаско-раннеготеривская относительно глубоководная, позднеготеривско-аптская мелководноморская и альбская сравнительно глубоководноморская обстановки осадконакопления, а литологический характер и вещественный состав нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Грузии указывает на то, что они сформировались в разных морских обстановках осадконакопления – от отмельной волновой зоны подвижного мелководья до зоны внешнего шельфа, в соответствующей обстановке относительного мелководья.

საქართველოს ადრეცარცული დანალექი ფორმაციების შედარებითი ლითოლოგია. ევარსიმაშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

საქართველოს ადრეცარცული დანალექი ფორმაციების შედარებითი ლითოლოგიის დეტალური კვლევა საშუალებას იძლევა დავადგინოთ კავკასიონის კიდურა ზღვის აღმოსავლეთ აუზში ფლიშური სედიმენტაციის და მასთან დაკავშირებული ლითოგენეზის პროცესები. რის შედეგადაც გამოყოფილია: ბერიას-ადრეპოტრიული შედარებით ღრმაზღვის, გვიანპოტრიულ-აპტური თხელი ზღვის და ალბური შედარებით ღრმაზღვის ნალექდაგროვების გარემოპირობები. საქართველოს ქვედაცარცული ეპიკონტინენტურ-ზღვიური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი და ნივთიერი შედგენილობა კი მიუთითებს იმაზე, რომ ისინი წარმოშობილია ნალექდაგროვების სხვადასხვა ზღვიურ გარემოპირობებში – თხელი ზღვის ტალღისცემის მოძრავი ზონიდან დაწყებული გარემულფური ზონის ჩათვლით.

Comparative Lithology of the Early Cretaceous Sedimentary Formations of Georgia. E.Varsimashvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology. M. Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia. (geolog@gw.acnet.ge)

Detailed study of the comparative lithology of the Early Cretaceous sedimentary formations of Georgia enables to ascertain flysch sedimentation in the Eastern basin of the Marginal Sea of the Greater Caucasus and the involved processes of lithogenesis. Here are distinguished Berriasian-Early Hauterivian relatively deep-sea, Late Hauterivian-Aptian shallow sea and Albian relatively deep marine environments of sedimentation. And the lithological character of the Lower Cretaceous epicontinental-marine sediments of Georgia and their matter content specifies that they originated in various marine environments – from the bar-wave-cut zone of the mobile shoal to the external shelf inclusive.

Литологическое изучение осадочных формаций, дающее полное представление о характере эволюции седиментационных бассейнов, тектоническом режиме и ландшафте прошлых геологических эпох, требует произвести детальный анализ; анализ, который позволит установить минералого-петрографический состав, внешние и внутренние текстуры и структуры слагающих пород изучаемого комплекса, а также индикаторов условий геохимической среды осадконакопления, гидродинамики, литофациального характера и закономерностей вертикального и латерального изменения в изучаемых седиментационных бассейнах. С этой целью нами произведено детальное литологическое исследование раннемеловых формаций как Восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа, так и эпиконтинентально-морских на территории Грузии.

Кавказская область, испытавшая длительную тектоническую эволюцию, представляет собой сложное гетерогенное геологическое сооружение. В связи с богатством разнообразных видов минерального и энергетического сырья, изучение геологии Кавказа имеет практическое значение.

Согласно современным представлениям о геологическом развитии Кавказа (Адамия и др., 1977; И.Гамкрелидзе, 1984), геосинклиальный бассейн Большого Кавказа (БК) относится к окраинному морскому типу с фронтальной (Закавказской) и тыловой (Большекавказской) ост-

ровными дугами. С севера он ограничен активным краем Восточно-Европейского континента, а с юга – Понтийско-Закавказской островной дугой, к югу от которой располагался Анатолийско-Малокавказский океанический бассейн – северная ветвь Тетиса. В соответствии с этим в меловых отложениях Грузии выделены следующие осадочные формации (Варсимашвили, Чечелашвили, 1989): флишевая формация Окраинного моря БК, терригенно-карбонатная формация эпиконтинентально-морского бассейна северной части Закавказской островной дуги, вулканогенно-осадочная формация рифтогенного прогиба Аджарско-Триалетской зоны и вулканогенно-осадочная формация южной части Понтийско-Закавказской островной дуги.

На данном этапе объектом наших исследований являлись, как уже отмечалось, раннемеловые отложения, составляющие меловую флишевую формацию восточного бассейна Окраинного моря Большого Кавказа (ВОМБК) и терригенно-карбонатная формация эпиконтинентально-морского бассейна северной части Закавказской островной дуги на территории Грузии.

Для сравнения общей литологии интересующих нас осадочных формаций в статье кратко приводим итоги наших многолетних литологических исследований.

Изученный раннемеловой флишевый комплекс представлен в Местийско-Тианетской зоне складчатой системы южного склона БК, эпиконтинентально-морские нижнемеловые терригенно-карбонатные отложения же – в Гагрско-Джавской тектонической зоне и в западной зоне Центрального поднятия-опускания Грузинской глыбы.

Нижнемеловые флишевые отложения, на территории Грузии постепенно продолжающие верхнеюрское карбонатное флишенаконпление на основании изученных разрезов (87 разрезов), по литологическим признакам нами подразделены на следующие единицы, содержание которых графически выражено на литофациальных схемах (рис. 1-8) и на схеме эволюции осадконакопления в раннемеловое время в Грузии (рис. 9).

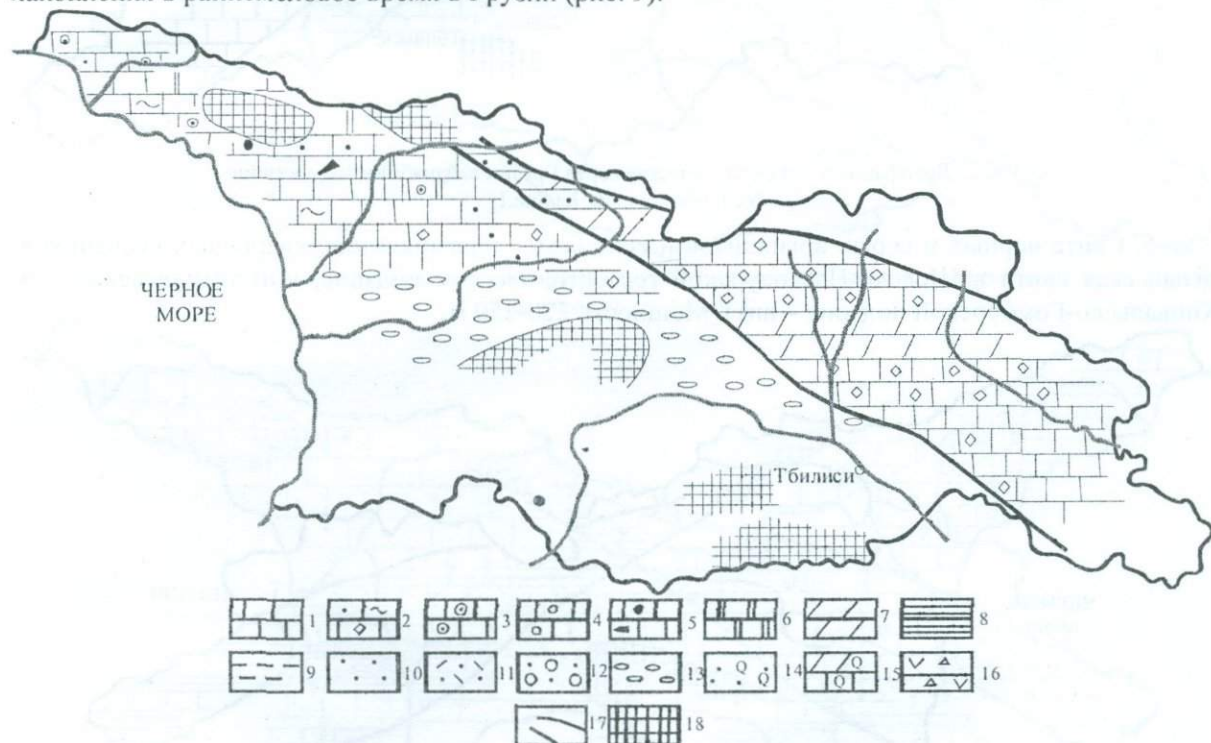


Рис. 1. Литофациальная схематическая карта Грузии берриасского времени
Условные обозначения к рисункам 1-9:

1 – известняки; 2 – песчанистый, глинистый и кластический известняк; 3 – органогенно-детритусовый известняк; 4 – ступчатые и мелкокомковатые известняки; 5 – известняки с кремневыми конкрециями (окремненные известняки); 6 – доломиты и доломитовые известняки; 7 – мергели; 8 – аргиллиты; 9 – алевролиты; 10 – плагиоклазово-кварцевые песчаники; 11 – слюдяные плагиоклазовые песчаники; 12 – аркозово-кварцевые песчаники; 13 – базальная формация; 14 – глауконитовые песчаники; 15 – глауконитовые мергели; 16 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения; 17 – глубинные разломы; 18 – суша.

1. Свита темных мергелей и кластических известняков (млетская свита – берриас-нижний валанжин). Мощность 250-300 м.

2. Свита песчано-глинистых известняков и мергелей (эдисская свита – верхний валанжин). Мощность 150-200 м.

3. Переходная свита – чередование карбонатных и некарбонатных терригенных отложений (свита Бахани – нижний готерив). Мощность 100-250 м.

4. Пасанаурская свита (свита геске), которая нами подразделена по литологическим признакам на нижне-, средне-, и верхнюю подсвиты:

а) Нижнепасанаурская – чередование аргиллитов и плагиоклазово-кварцевых песчаников (верхний готерив). Мощность 100-300 м.

б) Среднепасанаурская – чередование толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников (нижний баррем). Мощность 90-250 м.

в) Верхнепасанаурская – чередование аргиллитов и толстослоистых аркозово-кварцевых песчаников (верхний баррем). Мощность 80-130 м.

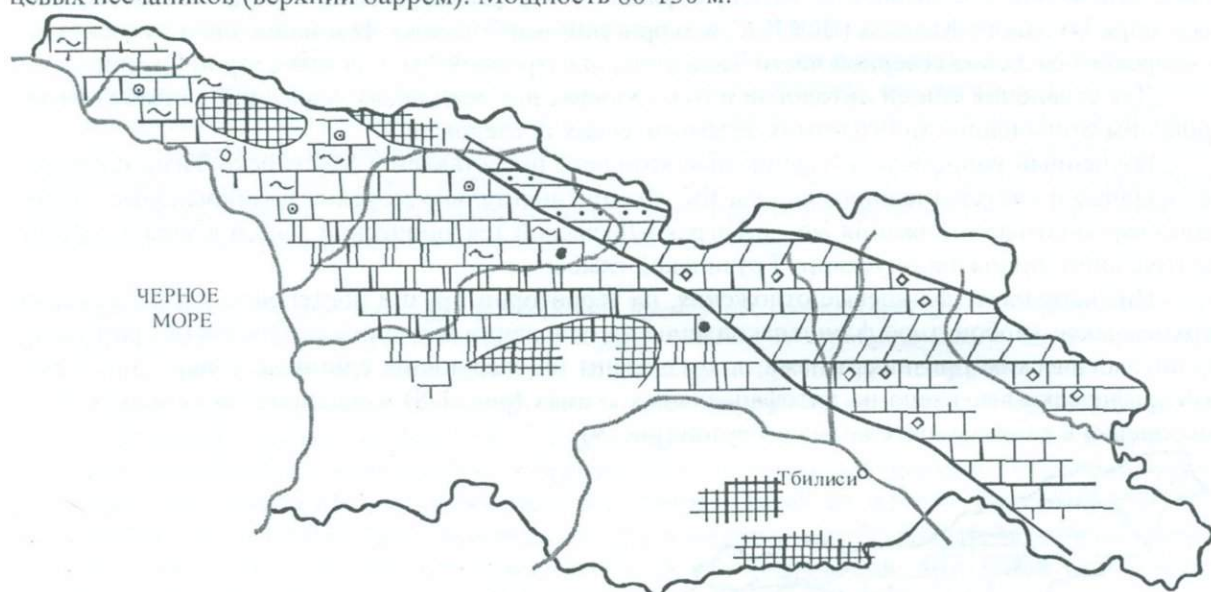


Рис.2. Литофациальная схематическая карта Грузии валанжинского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

5. Свита черных и серых аргиллитов и слюдястых плагиоклазово-кварцевых песчаников (дгнальская свита в Шовско-Пасанаурской геотектонической подзоне, или тетрачевская – в Жинвальско-Гомборской подзоне – апт). Мощность 220-250 м.

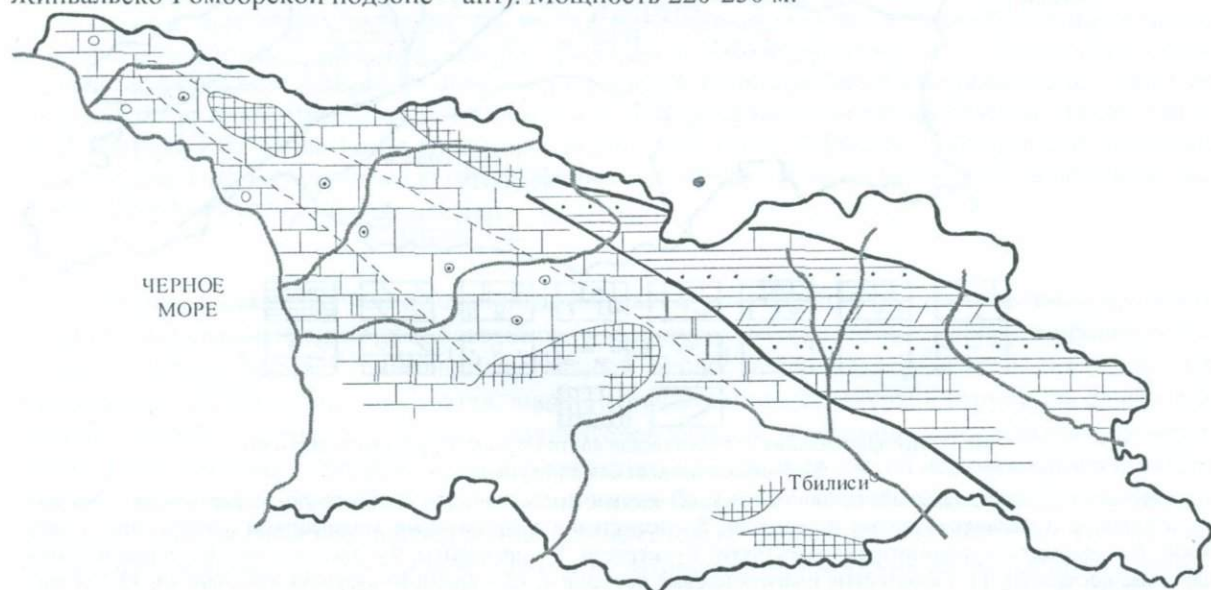


Рис.3. Литофациальная схематическая карта Грузии нижнеготеривского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

6. Свита пестрых аргиллитов, серых мергелей и песчаных известняков (павлеурская свита в Шовско-Пасанаурской подзоне, или навтисхевская – в Жинвальско-Гомборской подзоне – альб). В верхних горизонтах свиты наблюдаются прослои вулканогенно-осадочных образований. Мощность свиты 250-300 м.

Детальные литологические и минералогические исследования вышеотмеченных отложений показали, что гранулометрический спектр обломочного материала изученного флишевого комплекса характеризуется следующими особенностями: псефитолиты, представленные монопетрокластическими разновидностями, играют подчиненную роль в седиментационном бассейне; состоят в основном из обломков известняков и приурочены к нижним горизонтам раннемелового флиша – к свите кластических известняков, которая устойчиво прослеживается в Грузии от басс. р.Ингури до басс. р.Алазани. Образование отмеченных внутриформационных псефитолитов увязывается с участками внутреннего размыва геоантиклиналей, образовавшихся в седиментационном бассейне вследствие предтитонской орофазы. Стратиграфически выше псефитолиты почти отсутствуют. Исключением является слой известнякового гравелита – “мшанковский горизонт”, образование которого в бассейне связывается также с геоантиклинальной структурой, интенсивнее размывавшейся к моменту отложения этого слоя.



Рис.4. Литофациальная схематическая карта Грузии верхнеCRETAYского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

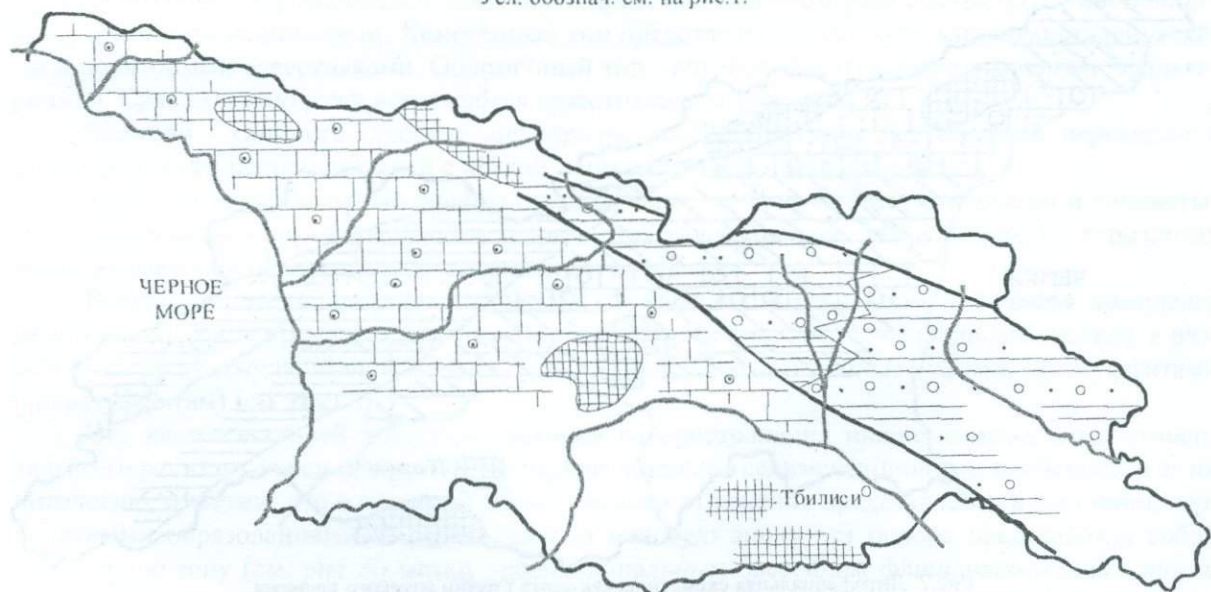


Рис.5. Литофациальная схематическая карта Грузии нижнебарремского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

В изученном флишевом комплексе главную роль играют псаммитолиты, гранулометрия которых меняется как в вертикальном разрезе, так и латерально. По составу в них различаются олигомиктовые и смешанные группы песчаников. Олигомиктовые – слюдястые плагиоклазово-кварцевые и плагиоклазово-кварцевые песчаники развиты в основном в нижнепасауурской под-

свите и в павлеурской свите; песчаники же смешанной группы – аркозово-кварцевые – в средне- и верхнепасаурусской подсвите. В вертикальном разрезе в псаммитолитах наблюдается увеличение размера зерен обломочного материала; меняется также вещественный состав – увеличивается количество аркозового материала и плагиоклазово-кварцевые песчаники переходят в аркозово-кварцевые (см. рис. 5); в вертикальном разрезе также увеличивается количество и мощность прослоев песчаников в среднепасаурусской подсвите. Увеличение мощностей песчаников наблюдается и по простиранию в восточном направлении (см. рис. 5). В верхних горизонтах изученного флишевого комплекса наблюдается уменьшение обломочного материала – песчаники становятся вновь мелкозернистыми, уменьшается количество и мощность их прослоев, а также аркозового материала, и песчаники становятся слюдисто-плагиоклазово-кварцевыми (см. рис. 7).

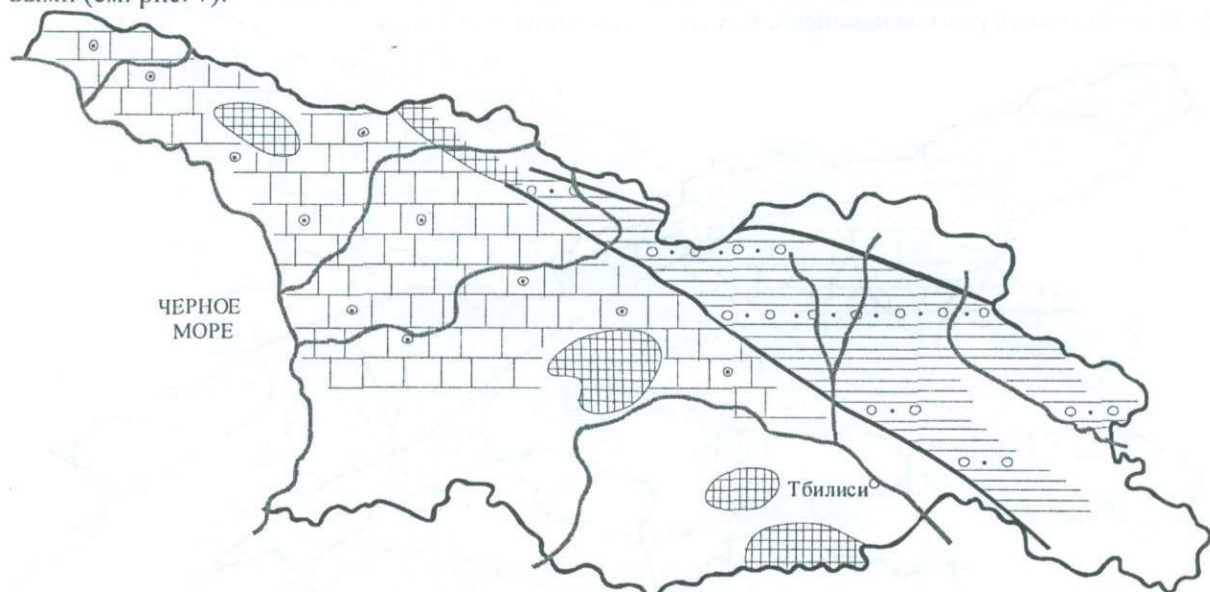


Рис.6. Литофациальная схематическая карта Грузии верхнебарремского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

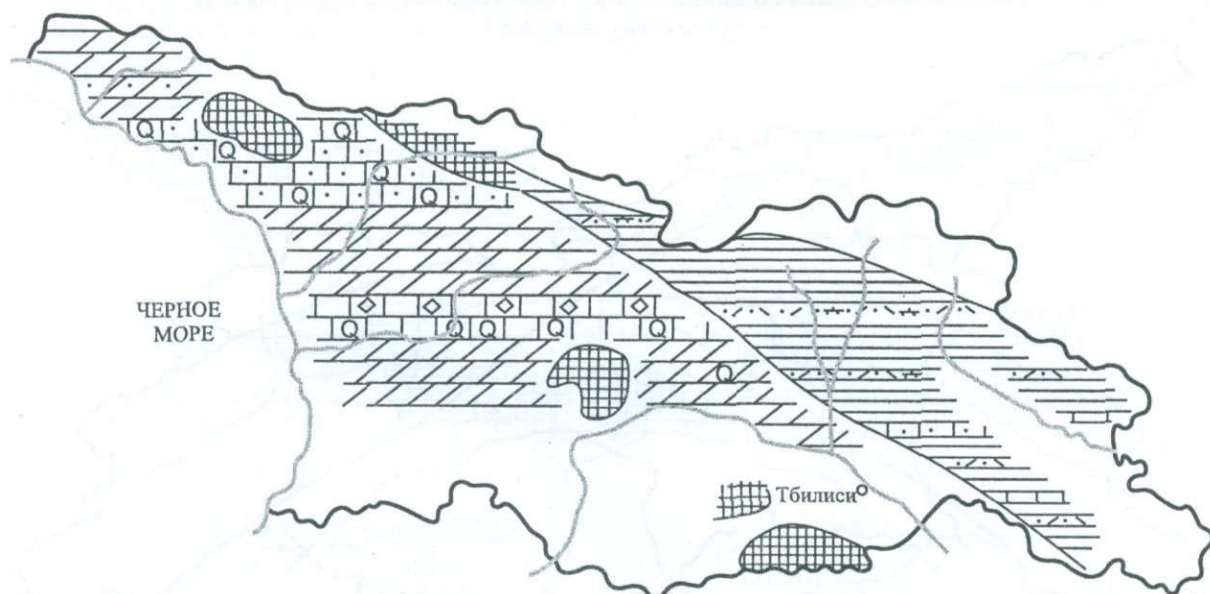


Рис.7. Литофациальная схематическая карта Грузии аптского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

Сравнительно незначительную роль играют в изученном комплексе алевролиты, которые по составу аналогичны псаммитолитам. Исключением представляется верхнеготеривское время, когда в центральной части (в Шида Картли - междуречье рр.Б.Лиахви-Ксани) изученного седиментационного бассейна с аргиллитами чередуются алевролиты (см. рис. 4).

Пелитолиты широко развиты в исследованных флишевых отложениях; они сложены в основном диоктаэдрической гидрослюдой и в меньшем количестве содержат триоктаэдрический хлорит; в виде примесей – кварц и полевой шпат. По простиранию роль пелитолитов уменьшается с запада на восток (см. рис. 5).

В изученных флишевых отложениях карбонатные породы пользуются широким распространением в нижних (берриас-валанжин) (см. рис. 1,2) и в меньшем количестве в верхних (альб) (см. рис. 8) горизонтах флишевого комплекса (см. рис.1, 2, 8). Они отличаются друг от друга по вещественному составу и генезису. Соотношение карбонатной и терригенной составляющих определяло название породы: карбонатные – известняки и мергели, терригенно-карбонатные – песчаные известняки, глинистые известняки и т.д.

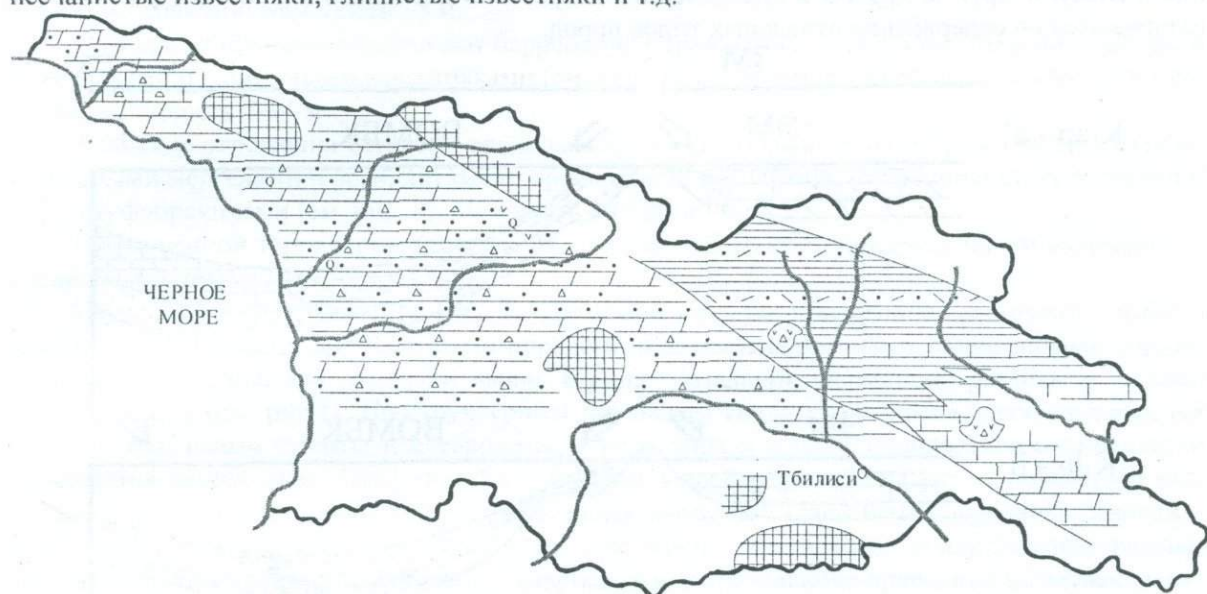


Рис.8. Литофациальная схематическая карта Грузии альбского времени
Усл. обознач. см. на рис.1.

По генетическому признаку среди известняков выделяются органогенный, хемогенный и обломочные типы. Органогенные известняки представлены биоморфно-детритусовой и полидетритусовой разновидностями. Хемогенный тип представлен в основном микрокристаллическими и оолитовыми известняками. Обломочный тип - обычно известняковые песчаники – калькарениты. Сравнительно реже встречаются известняковые гравелиты.

Мергели - глинисто-карбонатные породы, которые связаны постепенным переходом с одной стороны с пелитолитами, а с другой с микрозернистыми известняками.

Терригенно-карбонатные породы представлены песчаными алевролитовыми и глинистыми известняками. Они спорадически встречаются как в нижних, так и в верхних горизонтах почти во всех карбонатных толщах изученного комплекса.

Вулканогенные и вулканоклатические образования в изученном флишевом комплексе развиты в альбское время (см. рис.8) в Верхней Раче (в виде диабаз-порфириевой дайки), в разрезах ущ. рр.Меджуда, Малой Лиахви, Ксани, Турдо (представленные туфами, ортотуффитами и паратуффитам) (см. рис. 8).

Что касается общей литологии региона распространения нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Грузии, то изучив детально седиментационные особенности и их литологию, отметим, что в северной полосе региона отложения представлены, в основном, карбонатными образованиями. В верхнеюрскую меловую эпоху эта полоса представляла собой переходную зону (см. рис. 9) между геосинклинальным бассейном флишенакпления южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбой и по своей литологической природе тесно связана с глыбой. Здесь отложения берриас-валанжина и готерива представлены толсто- и средне-слоистыми органогенно-детритовыми и глинистыми пелитоморфными известняками. В восточной части региона появляются доломитизированные известняки и доломиты (см. рис.1,4). Мощность этих отложений уменьшается к востоку – от 300 до единичных метров.

В регионе барремские отложения представлены тонко- и среднеслоистыми, иногда глинистыми и плотными массивными органогенно- детритовыми известняками (см. рис. 5,6). Фация

баррема, которая содержит кораллы и брахиоподы, приближается к ургенской аммонитовой фаши, развитой в южной части данной полосы. Мощность 180-280 м.

Аптские и альбские (см. рис. 7,8) отложения представлены мергелистыми и глинисто-известняковыми субплатформенными фашиями. Мощность апта уменьшается к северу от 50 до 3-4 м, а мощность альбских отложений не превышает 55 м.

В пределах Окрибско-Хреитского и Дзирульского поднятий Грузинской глыбы нижнемеловые отложения начинаются терригенными образованиями т.н. "базальной формацией" (см. рис.1). Проведенный анализ разрезов позволяет в пределах исследованного региона эту формацию разделить на два комплекса, которые имеют довольно широкое площадное распространение и следуют друг за другом в определенной возрастной последовательности. При этом они различаются по содержанию отдельных типов пород.

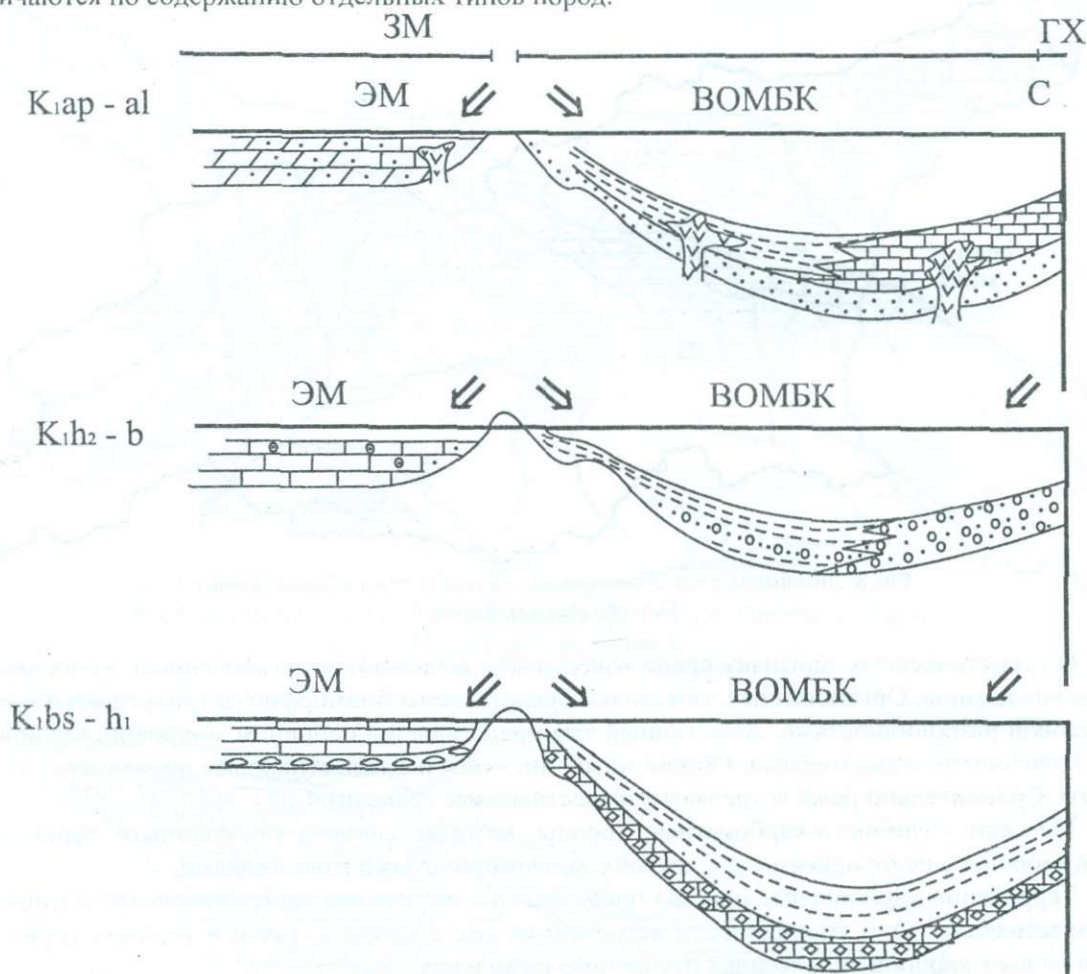


Рис.9. Схема эволюции осадконакопления в Грузии в раннемеловое время

ЗМ – Закавказский массив; ГХ – зона Главного Кавказского хребта; ВОМБК – Восточный бассейн Окраинного моря Большого Кавказа; ЭМ – эпиконтинентально-морской бассейн.

Нижняя часть формации представлена алюмосиликатным терригенным комплексом – конгломерат-песчаниковыми породами, которые соответствуют начальному этапу неокомской трансгрессии. Нижний возрастной предел комплекса укладывается в определенную стратиграфическую единицу, так как находится в связи с продолжением трансгрессирующего моря. Следовательно, комплекс представляется в виде "скользящего" горизонта, возраст которого колеблется от верхнего титона до нижнего баррема. Структурно-текстурные особенности слагающих пород терригенного комплекса – бедность фауны, присутствие обуглившихся растительных остатков – указывают на прибрежно-морской характер этих образований. Фаунистический возраст комплекса – берриасско-нижневаланжинский. Мощность 15-25 м.

Стратиграфически выше следует терригенно-карбонатный комплекс, сложенный карбонатными кластолитами, известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Максимальная мощность в северной полосе – 40 м, несколько уменьшающаяся к югу – 15-2 м.

“Базальная формация” большей частью перекрывается слоистыми пелитоморфными (иногда кремнистыми) и доломитизированными известняками, которые считаются низами ургонской фации, и в которых кластический материал ничтожно мал, присутствуя в виде пелитового вещества. Мощность 15-35 м. Возраст – готерив.

Слоистые известняки в разрезе постепенно переходят в толстослоистую, массивную ургонскую фацию (см. рис. 5). Мощность ургонских известняков колеблется в пределах 35-400 м. Возраст – верхнеготеривско-нижнебарремский. Ургонские массивные известняки стратиграфически выше переходят в чередование слоистых слабопесчанистых кремнистых известняков, глинистых известняков и мергелей. Комплекс фаунистически датирован верхним горизонтом нижнего баррема. Мощность 17 м. Верхний баррем представлен светло-серыми слабопесчанистыми известняками. Мощность 15 м.

Аптские отложения продолжают барремские образования и представлены в нижней части известняками и глинистыми известняками (см. рис. 7), а в верхней – серыми и розоватыми мергелями. Мощность 7-14 м.

Альбские отложения согласно продолжают аптские образования и представлены голубовато-серыми мергелями и аргиллитами (с прослоями глауконитовых песчаников), туфопесчаниками и туфобрекчиями (см. рис. 8). Мощность 40-120 м.

На изученной территории альбские отложения перекрыты трансгрессивным сеноманом – в основном базальными конгломератами.

Изученные отложения как в Гагрско-Джавской зоне, так и в регионе Грузинской глыбы, в основном представлены карбонатными породами и алюмосиликатными терригенными образованиями. Последние, как отмечали выше, в виде “базальной формации” развиты в нижней полосе региона (см. рис.1). По структурным признакам среди кластолитов здесь различаются псефитолиты, псаммитолиты и алевролиты; в виде линз и тонких пропластков спорадически встречаются пелитолиты. Псефитолиты – брекчия-конгломераты пользуются локальным развитием и встречаются в виде линз в эрозионных карманах. Гравелиты – основная разновидность пород базальной формации. По составу они, в основном, аркозовые или аркозово-кварцевые, значительно реже олигомиктовые – кварцевые или граувакково-аркозовые и граувакковые. Псаммитолиты, в основном, представлены крупно- и среднезернистыми песчаниками, относящиеся к олигомиктовым (кварц-аркозовым и плагиоклазово-кварцевым), полимиктовым (аркозовым и граувакковым) или смешанным группировкам. Алевролиты пользуются небольшим распространением и по составу, в основном, слюдисто-плагиоклазово-кварцевые.

В регионе карбонатные породы представлены известняками различного происхождения и доломитами; редко попадаются и кластогенные карбонатные породы (Варсимашвили, 2002). По вещественному составу различаются известняки, доломиты и терригенно-карбонатные породы – песчанистые, глинистые известняки, мергели и др. Среди известняков по генетическому признаку выделяются обломочные, органогенные и хемогенные разновидности (см. рис. 1-8). В обломочных известняках выделяются известняковые брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Они, по-видимому, возникали в момент сильного обмеления бассейна, когда в нем появлялись острова, где разрушались обнажавшиеся известняки, которые с повышением уровня моря вновь постепенно покрывались водой. Слагающий же материал известняковых песчаников представляет собой мелкую фракцию известняковых обломков, которая отлагалась вдали от места разрушения коренных пород, в более спокойных условиях. Органогенные известняки представлены в основном органогенно-обломочными известняками; наблюдаются и биоморфные, биоморфно-детритовые, сгустковые и мелкокомковатые их разновидности. Органогенно-обломочные известняки образовались скорее всего в зоне мелкого моря с очень подвижной водной средой. Вероятнее всего они возникли на отмелях и островных пляжах, но в некоторых случаях и в полосе течений. Так как биоморфные и биоморфно-детритовые известняки в структурном отношении связаны постепенным переходом с органогенно-обломочными водорослевыми и сгустковыми известняками, а парагенетически с фораминиферовыми илами, то можно судить об их принадлежности к мелководным участкам моря, часто с довольно подвижной водной средой. Фациальная обстановка осадконакопления изученных сгустковых и комковатых известняков в общем довольно сходна. Возможно, они возникали в области мелководья с широким развитием тонких карбонатных, иногда фораминиферовых илов, богато населенных илоедцами, которые перерабатывали основную массу грунта. Такие осадки, как известно, накапливаются на мелководье только в тиховодных участках, защищенных островами от волн открытого

моря. Хемогенные известняки представлены оолитовыми и микрозернистыми разновидностями, возникновение которых происходит в мелководных участках теплых морей, где при волновом движении воды у дна происходит химическое осаждение CaCO_3 .

В регионе значительным распространением пользуются, как отмечалось, доломиты и доломитизированные известняки (см. рис. 1,2,3,4). Доломиты представлены пелитовыми, мелко-неравномернозернистыми, иногда крупнозернистыми разновидностями. В них по структурным и текстурным признакам различаются седиментационные и седиментогенно-диагенетические доломиты. В седиментогенных рассматриваем пелитоморфные и мелкозернистые разновидности, а в седиментогенно-диагенетических доломитах – неравномернозернистые пористые доломитизированные известняки.

Терригенно-карбонатные породы представлены песчанистыми и глинистыми известняками (доломитами) и мергелями. Роль этих пород в изученных отложениях весьма значительна – последние широко развиты в отложениях аптского и альбского времени (см. рис.7,8).

Таким образом, осадконакопление в изученном регионе в раннемеловое время происходило в эпиконтинентально-морском бассейне (см. рис. 9) при более или менее устойчивых палеогеографических обстановках, что обусловило образование вышеописанных карбонатных фаций.

В верхнеальбских отложениях наблюдается пирокластический материал в виде туфопесчаников, туфобрекчий и реже туфов (см. рис.8).

Как известно, осадочные породы на протяжении длительного времени их существования, начиная с момента превращения осадка в осадочную породу, до преобразования последней в метаморфическую или же до разрушения под воздействием выветривания, претерпевают процессы вторичного изменения – постседиментационные преобразования.

При исследовании вещественного состава раннемелового флиша ВОМБК и эпиконтинентально-морских отложений Грузии было установлено, что породы этих комплексов претерпели постседиментационные изменения, включающие как диагенетические, так и постдиагенетические преобразования, связанные с неустойчивостью различных минералов в изменяющихся термодинамических условиях. Были исследованы, в основном, постдиагенетические изменения, так как, протекая в литифицированном осадке, они сравнительно лучше дифференцируются от более ранних.

Исследованный регион распространения нижнемелового флишевого комплекса относится к породообразующим бассейнам активной тектонической области. Поэтому при изложении результатов изучения вторичных изменений этих отложений основное внимание уделялось реконструкциям процессов катагенеза, объединяющих все явления изменения пород, происходящих в период после диагенеза и до начального метаморфизма. Мы попытались разяснить их механизм по данным геохимии и гидрохимии литогенеза, выполняя их на генетической основе, полученной путем предварительного детального литофациального и формационного анализа объекта.

Детальные литологические исследования фактического материала раннемеловых флишевых отложений изученного региона дали возможность заключить, что процессы постседиментационного преобразования пород и аутигенного минералообразования развивались в сложных условиях. Многообразие постседиментационного минералообразования и изменения первичных структур пород были обусловлены как тектоническими условиями региона, так и процессами преобразования в осадках первичного полиминерального состава исходного вещества, претерпевшего сложные минералогические превращения; последние происходили в изменчивых термодинамических условиях при изохимическом течении процессов. Эти изменения обусловлены пластической деформацией, внутрислойным растворением, регенерацией, катаклазом и т.д.

При сопоставлении характерных признаков постседиментационного изменения исследованных отложений с особенностями таковых схемы формирования и изменения осадочных пород можно заключить, что изученные раннемеловые флишевые отложения отмеченного региона относятся к стадии глубинного катагенеза (Варсимашвили, 2005).

В эпиконтинентально-морских раннемеловых отложениях Грузии постседиментационные преобразования выражаются в перекристаллизации пород (в основном карбонатных), растворении, коррозии, замещении, в гравитационном уплотнении, пластической деформации и в образовании аутигенных (вторичных) минералов. Все перечисленные процессы обусловлены механическими и химическими факторами, которые находятся в тесной взаимосвязи и частично перекрывают друг друга. К числу указанных вторичных изменений, связанных с химическими

факторами, относятся коррозия, замещение и аутигенез. Остальные же обусловлены механическими факторами. Основываясь на вышеотмеченных детальными литологических исследованиях (Варсимашвили, 2002) и сравнивая с вышеуказанной схемой вторичных изменений, изученные эпиконтинентально-морские отложения Грузии по их характерным физико-химическим особенностям и структурно-текстурными признаками относятся к зоне начального катагенеза.

Детальное литологическое исследование раннемеловых образований интересующих регионов Грузии дает возможность установить эволюцию флишевой седиментации и связанные с ней процессы литогенеза в бассейне ВОМБК, где выделены берриас-раннеготеривская относительно глубоководная, позднеготеривско-аптская мелководноморская и альбская сравнительно глубоководноморская обстановки осадконакопления (см. рис. 9), а литологический характер и вещественный состав нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Грузии указывает на то, что они сформировались в разных морских обстановках осадконакопления – от отмельной волновой зоны подвижного мелководья до зоны внешнего шельфа, в соответствующей обстановке относительного мелководья (см. рис. 9).

Таким образом, вкратце изложенные итоги детальными литологических исследований раннемеловых отложений Грузии еще раз убеждают, что с севера со стороны ВОМБК поступающее раннемеловое трансгрессирующее море, в основном, с базальной формацией постепенно перекрыло не только позднеюрские лагунно-озерные бассейны, но распространилось и на Грузинскую глыбу, достигнув пределов Артвинско-Болнисской глыбы и даже Храмских выступов. При этом на продолжении барремско-аптского времени в существующем мелководном море (на шельфе) местами обнажались малые острова, которые довольно быстро покрывались опять-таки водой. Раннемеловая эпоха кончилась позднеальбской регрессией, с которой связана эмерсия значительной части Грузинской глыбы.

Литература

- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. (1977) Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа //Геотектоника. 4.С.88-103.
- Варсимашвили Э.В. (2002) Седиментационные особенности и литогенез нижнемеловых эпиконтинентально-морских отложений Западной Грузии //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.117. С.223-231.
- Варсимашвили Э.В. (2005) Эволюция седиментации и литогенез нижнемеловых отложений Восточного бассейна флишенакпления окраинного моря Большого Кавказа //Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып.121. 151 с.
- Варсимашвили Э.В., Чечелашвили И.Д. (1989) Меловые литофации и осадочные формации Грузии //Сообщ. АН ГССР. Т.136. №2. С.301-363.
- Гамкрелидзе И.П. (1984) Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.86. С.105-184.

О ЛИТОЛОГИИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ АРАГВИ

Г.А.Чихрадзе, Н.Э.Гагнидзе, Н.Г.Садрадзе

О литологии позднемиловых флишевых отложений бассейна реки Арагви. Г.А.Чихрадзе, Н.Э.Гагнидзе, Н.Г.Садрадзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

Верхнемеловые карбонатные флишевые образования распространены в Шовско-Пасанаурской подзоне Местийско-Тианетской зоны южного склона Большого Кавказа, в Арагвском ущелье, где они перпендикулярно пересекаются Военно-Грузинской дорогой. Эти породы занимают стратиграфический интервал от верхнетуронского до маастрихтского включительно и создают непрерывный разрез, который представлен известняками, мергелями, карбонатными пелитолитами и незначительным количеством карбонатных турбидитов. Детальное изучение известняковых формаций показало, что методика их полевого изучения нуждается в уточнении. Почти весь разрез сенона представлен фоновыми карбонатными породами, турбидиты составляют 5% разреза. При изучении таких образований следует описать осадки бассейна, их регулярное чередование (АБАБ) с установлением генетических типов известняков и других пелитоморфных пород, а затем должны быть зафиксированы турбидиты с градиационными интервалами Боума. Такой подход дает представление о механизме образования турбидитов, содержащих их фоновые осадки и об общей картине среды накопления карбонатных осадков.

მდ. არაგვის აუზის ზედაცარცული ფლიშური ნალექების ლითოლოგიისათვის. გ.ჩხრაძე, ნ.გაგნიძე, ნ.სადრაძე. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

ზედაცარცული კარბონატული ფლიშური ნალექები გავრცელებულია კავკასიონის სამხრეთი ფერდის მესტია-თიანეთის ზონის შოვი-ფასანაურის ქვეზონაში, მდ. არაგვის აუზში, სადაც ისინი მიმართების მართობულად იკვეთება საქართველოს სამხედრო გზით. ამ ნალექებს უკავია სტრატეგრაფიული ინტერვალი ზედა ტურონულიდან მაასტრიხტის ჩათვლით და ქმნის უწყვეტ ჭრილს, რომელიც წარმოდგენილია კირქვებით, მერგელებით, კარბონატული პელიტოლითებით – არგილიტებით და უმნიშვნელო რაოდენობით კარბონატული ტურბიდიტებით. კირქვული ფორმაციების დეტალურმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ მათი სავსე შესწავლის მეთოდიკა დაზუსტებას საჭიროებს. სენონურის თითქმის მთელი ჭრილი ფონური კარბონატული ქანებითაა წარმოდგენილი, ხოლო ტურბიდიტები შეადგენს ჭრილის 5%. ასეთი ტიპის კარბონატული წარმონაქმნების შესწავლისას პირველ რიგში აღწერილი უნდა იქნას აუზის (ფონური) ნალექები, მათი რეგულარული მორიგება (АБАБ) კირქვების და სხვა პელიტომორფული კარბონატული ქანების გენეტიკური ტიპების დადგენით, შემდეგ კი უნდა იქნას დაფიქსირებული ტურბიდიტები, ტურბიდიტში კი - აბოუმას გრადაციული ინტერვალები. ასეთი მიდგომა აშკარა წარმოდგენას გვაძლევს ჭრილის ლითოლოგიურ სვეტში ტურბიდიტების და მათი შემცველი აუზის ფონური ნალექების წარმოქმნის მექანიზმზე და აგრეთვე კარბონატული ნალექდაგროვების გარემოს ზოგად სურათზე.

On the Lithology of Upper Cretaceous Flysch Formation of the Aragvi Rrivergorge. G.Chikhradze, N.Gagnidze, N.Sadradze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

Upper Cretaceous carbonate flysch formations are spread in the Aragvi river-gorge of Shovi- Pasanauri subzone of Mestia-Tianeti zone of the Southern Slope of the Greater Caucasus, where they are transversed by Georgian Military road. These sedimentary rocks occupy stratigraphic level from the Upper Turonian including Maastrichtian and form continuous section, represented by limestones, marls, carbonate pelitolithes – argillites and small amount of turbidites. Detailed study of carbonate formations showed that methods of their field study needs more precise definition. Almost all the section of the Senonian is represented by basin carbonate sediments, and turbidites make up 5% of the section. While studying such type of carbonate formations for the first time its necessary to describe the basin formations, their regular alternation (ABAB) with establishment of genetic types of limestones and other pelitic carbonate rocks, and then turbidites should be stated; gradational intervals of A. Bouma should be signified in turbidites. Such kind of approach gives the accurate presentation about the mechanism of turbidite formation and containing them basin formations and also about the general image of carbonate sediments accumulation environments.

Слово “флиш” в геологическую литературу внес Б.Штудер (Вассоевич, 1948), и оно означало своеобразную группу осадочных толщ, которая состояла из пород с непонятным чередова-

нием смешанослоистых глинисто-песчанистых слоев, сложным составом и условиями непонятного происхождения. Такой комплекс долго считался неустановленной формацией осадочных пород.

В книге Н.Вассоевича (1948) “Методы изучения флиша” изложены результаты изучения верхнемеловой флишевой формации, распространенной в восточной части Кавказа - на территории Азербайджана и Грузии. Он первым раскрыл содержание этой “непонятной формации” и отличительные от других формаций признаки. По автору флиш представляет собой (1) мощную серию, которая построена (2) морскими осадочными образованиями и характеризуется (3) основными разновидностями пород (с 2-3 или 4-5 слоями); (4) формирующие породы представлены двумя основными гранулометрическими классами – фанеромерной и криптомерной разновидностями; (5) независимо от вещественного состава формирующие породы флиша создают закономерные парагенетические пары; (6) характерны простые ритмы и (7) обычно прогрессируемые гемициклы; (8) небольшая мощность (сантиметры, дециметры); (9) флиш беден микрофауной и микрофлорой; (10) в обилии встречаются фукоиды и гиероглифы. Автор также отмечает, что для флиша характерно участие известняка в значительном количестве и совокупность выше указанных признаков, в противном случае он не будет считаться флишем.

Флиш является двух- либо пятиэлементной ритмичной системой (Вассоевич, 1948, 1951). Первый элемент ритма состоит из мелкообломочного материала. Второй элемент часто представлен двумя, иногда тремя подэлементами: один – известняк, второй – мергель, а третий – глина. Вассоевич разработал ритмограммный способ изучения флиша, составил классификацию ритмов: полный ритм, который содержит все элементы, неполный ритм, неразвитый ритм и др. Интересно, что исследователь в своей следующей книге (1951) элементы ритма заменил иными названиями: первый, второй и третий суммарные слои. Происхождение флиша он связывал с движением (осцилляционным) кордильеры, ее подъемом до смыва и погружением. В первом случае размытый материал, накопленный на краю кордильеры, морскими течениями переносится в определенном направлении, образуя первый элемент ритма, а в случае погружения на него накладываются морские осадки.

По данным А.Вомта (1962), первым элементом ритма Вассоевича оказался турбидит, который он разделил на пять вертикальных интервалов: 1) грубообломочный интервал А; 2) нижний ламинарный интервал – песчаный – Б; 3) конволюционный интервал – С; 4) верхний ламинарный интервал – Д; 5) пелитовый интервал – Е (тыл, или хвост турбидного потока). Эти интервалы одинаковы в турбидите любого состава. Турбидиты по составу бывают: карбонатные, тефроидные и алюмосиликатные (Nachev, 1987).

Грузинские седиментологи при изучении флиша частично использовали методику Н.Вассоевича. В частности, в Арагвском бассейне литологически хорошо изучены терригенные и вулканогенно-осадочные образования, но вопрос цикличности позднемеловых карбонатных пород остался проблемой. Было необходимо литологически изучить эти стратиграфические единицы, критически используя имеющиеся методы. Были изучены верхнеюрско-нижнемеловые формации в окрестностях Крестового перевала, а затем распространенные в Арагвском ущелье позднемеловые осадки – сеноманские, туронские, коньякские, сантонские и кампанские толщи.

Верхнемеловые карбонатные флишевые образования распространены в Шовско-Пасанарурской подзоне Местийско-Тианетской зоны южного склона Большого Кавказа (Гамкрелидзе, 1977), в Арагвском ущелье, где они перпендикулярно пересекаются Военно-Грузинской дорогой. Эти осадочные породы занимают стратиграфический интервал от верхнетуронского до маастрихтского включительно и создают непрерывный разрез, который представлен известняками, мергелями, карбонатными пелитолитами – аргиллитами и незначительным количеством карбонатных турбидитов. Туронско-коньякско-сантонская часть разреза представлена известняками и среднеслоистыми мергелями с редкими прослоями карбонатных аргиллитов, а кампанско-нижнемаастрихтская часть – карбонатными аргиллитами в виде слоевых пар – циклитов. Турбидитов больше в нижней части (5%) и гораздо меньше в верхней части (2,5%). Такая пара пород создает представление об общем фоне карбонатного седиментационного процесса.

Детальное изучение известняковых формаций показало, что методика их полевого изучения нуждается в уточнении. Использование старого метода в ряде случаев не подходит (Чихрадзе, 2003). На левом берегу р.Арагви у с.Чартали, вдоль газопроводной трассы, обнажается синклиналь шириной 1000м, построенная верхнемеловыми отложениями.

Видимая мощность разреза 400 м. Осадки кампанского яруса Чартальского разреза редко отличаются своей цикличностью (аналогичный разрез существует в Соединенных Штатах Америки, который также включает кампанский этаж) (Эйнзеле, 1985), причиной которого мы сочли космическое явление – прецессию. Воздействие этого явления на существующие на земле седиментационные бассейны, должно быть, планетарного характера. Мы сочли необходимым изыскать и исследовать на нашей территории циклитные карбонатные формации. Для этого вначале проанализировали труды работавших в этой формации седиментологов (Чечелашвили, 1991; Чечелашвили, Варсимашвили, 1981; Татаришвили, 1990).

Как уже отмечалось, для нас интересен непрерывный разрез карбонатных серий верхнемелового возраста, который представлен коньякско-сантонским Эшмакисхевским, кампанским – Джорчским, и, возможно, нижней частью маастрихской орбитоидной свиты. 100-метровый участок разреза описан детально; состоит он из серовато-белых, светло-серых среднеслоистых известняков и мергелей. Имеются и мощные слои (75 см). Разрез представлен чередованием компетентных и некомпетентных пород, с резкими отчетливыми контактами. Макроскопически известняки алевроморфные и пелитоморфные, микроструктурно различаются включения пелитоморфных известняков и характеризуются микрочешуйчатой текстурой. А микроскопически – кварц-плагиоклазовые, органогенные, микритовые, мелкоцефитовые, органогенно-дегритовые пелитоморфные глинистые известняки; микропараллельнополосчатые пелитоморфные аргиллиты; турбидиты представлены известняками и карбонатными песчаниками (CaCO_3 3-79%).

В прошлом при изучении такого ряда пород внимание обращалось на зернистые породы (турбидиты), которые считались первым элементом флишевого ритма, а пелитоморфные породы (известняки, мергели и аргиллиты) – соответственно, вторым и третьим элементами ритма (Вассоевич, 1948, 1951). Такой подход сыграл важную роль в изучении карбонатных флишевых комплексов, но со временем представление о генезисе зернистых и пелитоморфных элементов ритма изменилось и стало более точным и уверенным. Было установлено, что зернистая порода является осадком суспензионного потока – турбидитом (Чихрадзе, 1998; Chikhradze, Gagnidze, 1997), а содержащие его пелитоморфные карбонатные породы считаются обычными (нормальными) осадками бассейна.

Почти весь разрез сенона представлен фоновыми карбонатными породами, а турбидиты составляют 5% разреза. Поэтому при изучении такого типа карбонатных образований в первую очередь следует описать (фоновые) осадки бассейна, их регулярное чередование (АБАБ) с установлением генетических типов известняков и других пелитоморфных карбонатных пород, а затем должны быть зафиксированы турбидиты с указанием места их расположения в содержащих их циклитах, а также в гемициклите, в котором встречается последний; после этого следует отметить в турбидите градационные интервалы А.Боума. Такой подход дает четкое представление о механизме образования турбидитов и содержащих их фоновых осадков, а также об общей картине среды накопления карбонатных осадков, что облегчает корреляцию как разрезов, так и турбидитов и выявление направления суспензионных течений (Чихрадзе, 2003).

С целью выяснения и уточнения состава и стратификации верхнемеловой формации, мы изучили верхнемеловую известняковую формацию, распространенную в ущ. рр. Пшавской и Мтиулетской Арагви, Иори и Алазани. Изученные участки входят в Жинвальско-Гомборскую подзону Шовско-Пасанаурской зоны складчатой системы Большого Кавказа и сложены верхнемеловой известняковой серией, смятой в складки и перевернутой к юго-западу. Верхнемеловые осадки представлены в геологии хорошо известными породами.

В ущ. р. Пшавской Арагви верхнемеловые толщи тектонизированы и эродированы настолько, что в кампанской (джорчская свита) циклитной толще сохранен только 91 последовательный циклит, в то время как в ущ. Мтиулетской Арагви, в с. Чартали количество циклитов составляет около 290. На участке Хилянской дороги (ущ. р. Пшавской Арагви) в разрезе чередуются компетентные (светло-серые и белесоватые, редко розовые) известняки и некомпетентные карбонатные цветные (розовые, зеленые) аргиллиты. Компетентные породы в общем составляют более толстые слои, чем некомпетентные, хотя последние редко достигают 70 см, нижние 20 см которых представлены зеленоватым аргиллитом, средние – 30 см – красно-бурым, а верхние 20 см – снова зеленоватым аргиллитом. При детальном описании разрезов этих осадков как в ущ. р. Пшавской, так и особенно в Мтиулетской Арагви внимание привлекали известняки, в которых CaCO_3 составляет 78-82%.

Такие известняки широко распространены на Северо-Западном Кавказе, в Новороссийске используются в цементной промышленности без шихты. Их там называют натурами, они составляют мощные слои; интересно, что мощность позднемеловых осадков на Северо-Западном Кавказе составляет 10 км, столько же составляет и на Юго-Восточном Кавказе, в то время как в нашем районе мощность всех позднемеловых осадков - 600 м. Здесь в известняках CaCO_3 находится в пределах 79-86%, его содержание такое же, что и в Новороссийских цементных натурах. Использование карбонатного сырья в различных отраслях народного хозяйства заранее определяется их химическим составом или физико-механическими и техническими свойствами, или по обоим признакам. Во всех случаях лучше использовать чистое карбонатное сырье, у которого однообразный литологический и химический состав и устойчивые свойства. Известняки широко используются в бытовом и гидротехническом строительстве, промышленности, а также по многим другим назначениям. Однако можно сказать, что карбонатные породы шире всего используются в цементном производстве (1984).

Анализируемый материал взят из маргалитискладеской, эшмакисхевской и джорчской свит. Был проведен химический анализ 11 образцов (табл. 1) и на карбонатность было проанализировано 140 образцов (табл. 2). Согласно результатам химического анализа указанные известняки пригодны для производства цемента (Gagnidze, Chikhradze 2004).

Таблица 1

Химический состав верхнемеловых карбонатных пород

№ обр.	27/89	26/89	44/89	161/89	16'/91	26/91	14/91	20/91	1	2	3
SiO_2	22.45	23.30	18.94	22.15	27.46	34.16	30.25	24.11	42.20	34.22	20.52
TiO_2	0.05	1.75	0.10	0.10	0.18	0.24	0.12	0.13	0.13	0.09	-
Al_2O_3	1.44	9.07	3.89	4.45	6.04	6.64	4.52	5.26	4.03	1.03	1.87
Fe_2O_3	1.38	3.96	1.60	1.17	2.10	2.49	1.74	1.78	0.62	0.90	1.20
FeO									0.75	0.60	0.46
MnO	0.25	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.10	0.04	0.25	0.29	0.16
CaO	36.67	37.72	36.84	35.38	28.76	27.69	32.92	23.04	27.11	33.49	41.18
MgO	2.44	2.01	2.71	2.49	1.69	1.76	1.66	1.09	1.68	0.72	0.79
Na_2O	0.59	0.40	0.70	0.69	0.68	0.68	4.45	13.09	0.54	0.54	0.10
K_2O	0.17	2.82	0.64	0.77	1.16	1.30	0.56	0.95	0.31	0.31	0.27
SO_3	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.20	0.47	0.27
P_2O_5	0.37	0.08	0.07	0.05	0.07	0.06	0.08	0.04	0.15	0.64	0.31
H_2O	0.14	3.34	0.30	0.26	4.48	0.24	0.28	0.20	22.40	26.92	33.16
ППП	34.02	15.46	34.14	31.92	27.32	24.68	23.28	30.24	-	-	-

Таблица 2

Содержание CaCO_3 в карбонатных толщах

№ пробы	CaCO_3 , %	Название породы	Разрез
2	66	Розовый известняк	С. Магароскари
2 ⁴	72	Серый известняк	
4 ⁵	79		
7	84	Коричневый мергель	Южнее с. Магароскари
19	82	Известняк	
39	77		
65	66	Пелитоморфный известняк	
76	95	Светло-серый известняк	
78	83	Коричневый известняк	Ущ. р. Пшавская Арагви
79	88	Светло-серый известняк	
105	80	Известняк	Севернее р. Саманисхеви
106	91		Чартали
20 ²	75		

Согласно результатам анализа карбонатности, более 80% пород содержат 50% CaCO_3 , т.е. они представляют собой известняки. Из них 44% содержат 50-75% CaCO_3 , т.е. относятся к низким и средним известнякам (Чихрадзе и др., 1977) или, что то же самое, к низким и высоким мергелям; а 56% пород содержат более 75% CaCO_3 и относятся к высоким и высшим известня-

кам. 18% пород содержат 78-82% CaCO_3 , что характерно для новороссийских цементных натуралов того же возраста. Такая высокая карбонатность не характерна для верхнеюрско-валанджинской карбонатной флишевой формации. Здесь 80% пород составляют мергели, хотя она пригодна для производства портландцемента ($\text{CaCO}_3 > 45\%$).

Таким образом, как показало проведенное нами исследование, верхнемеловая известняковая серия Арагвского бассейна удовлетворяет всем условиям и является хорошим сырьем для цемента. Здесь же следует отметить и то, что в последние годы в геологической литературе термин "флиш" почти не используется. Флиш – эта мощная толща турбидитов, представленная переслаиванием песчаников, калькаренигов или конгломератов с глинистыми сланцами или аргиллитами. При этом следует предположить, что такая толща была отложена в основном турбидными течениями или потоками частично разжиженного осадочного вещества при сравнительно глубоководных условиях в пределах тектонически активного орогенного пояса (Рединг, 1990). А в вопросе генезиса циклитов мы разделяем мнение о том, что причиной их образования являются прецессионные циклы.

Литература

- Вассоевич Н. Б. (1948) Флиш и методика его изучения. Л.-М.: Гостоптехиздат. С.216.
- Вассоевич Н. Б. (1951) Условия образования флиша. Л.-М.: Гостоптехиздат. С.240.
- Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. (1977) Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып.57. 81с.
- Неметаллические полезные ископаемые СССР (1984) Справочное пособие. Под редакцией В.П.Петрова. М.: Недра. С.195-208.
- Рединг Х. (1990) Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир. С.75-78
- Татаршвили Л.И. (1990) Литология верхнемелового флиша Горной Кахетии. Диссерт. на соискан. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Киев. 1988. 327 с.
- Чечелашвили И.Д. (1991) Эволюция осадконакопления и образования флишевого комплекса в поздне меловом бассейне ЮСБК. Препринт. ГИН АН Грузии. Тбилиси. 9с.
- Чечелашвили И.Д., Варсимашвили Э.В. (1981) Литология верхнеюрско-меловых отложений ЮСБК //Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 72. С.84-129.
- Чихрадзе Г.А. (1998) О методике изучения карбонатного флиша ЮСБК //Проблемы осадочной геологии. Тез. докл. С.27-28.
- Чихрадзе Г.А. (2003) Уточнение метода изучения карбонатного флиша ЮСБК //Тр. Тбилисского государственного университета. Т.355. С.158-161.
- Эйнзеле Г. (1985) Известняково-мергельные циклы (периодиты): диагностика, значение, причины образования (обзор) //Циклическая и событийная седиментация. М.:Мир. С.16-62.
- Bouma A.H. (1962) Sedimentology of some flysch deposits //A graphic approach to facies interpretation. Elsevier. Amsterdam. 168p.
- Chikhradze G., Gagnidze N. (1997) Some Questions of Stratification of Upper Jurassic-Cretaceous Carbonate Flysch of the Georgian Military Road //Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 156. № 2. P. 256-259.
- Gagnidze N., Chikhradze G. (2004) About Cement Limestones of the Aragvi River Basin //Proceedings of Geol. Inst. of Georgian Acad. of Sci. New series. Issue 119. Tbilisi. P.676-679
- Nachev I. (1987) Resedimentary Rocks, Resedimentation and Origin of Flysch //Geologica Bŏlcanica. 17.3. Sofia, April. P.15-26.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ АЛЮМИНИЯ В БАТСКОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Л.И.Чомахидзе

Количественное содержание алюминия в батской коре выветривания Западной Грузии. Л.И.Чомахидзе. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия. (geolog@gw.acnet.ge)

В Западной Грузии исследована батская кора выветривания (КВ), развитая на вулканогенной серии байоса и являющаяся для КВ материнской. Были изучены: глинистое вещество (< 0.01 мм), образовавшееся в результате действия процессов поверхностного выветривания и представляющее собой механическую смесь тонкодисперсных минералов; породы КВ, состоящие из в различной степени измененных эффузивов и их вулканокластолитов. Степень изменения пород выражается в изменении количественного содержания глинистого вещества и степени сохранности структуры основной массы; материнские породы, представленные эффузивами (андезибазальты, базальты, пикробазальты) и их вулканокластолитами, где первые преобладают над вторыми, уже затронуты гидротермальным изменением, а именно пропилитизацией. Установлены химический и минеральный состав глинистого вещества; определены количественное содержание минералов по методу номинала, весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание алюминия в процентах. Обнаружение свободного глинозема в виде гиббсита дает возможность рассматривать изученный регион как перспективный на рудоносность.

ალუმინის რაოდენობრივი შემადგენლობა აღმოსავლეთ საქართველოს ბათური გამოფიტვის ქერქში. ლ.ჩომახიძე. საქართველოს განათლების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის, 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

გამოკვლეულია დასავლეთ საქართველოში ბათური გამოფიტვის ქერქი (გ.ქ.) განვითარებული ბაიოსის ვულკანოგენურ სერიასზე, რომელიც გამოფიტვის ქერქისათვის წარმოადგენს დედაქანს. შესწავლილი: თიხური ნივთიერება ($< 0,01$ მმ), რომელიც წარმოიქმნა ქანების ზედაპირული გამოფიტვის პროცესების მოქმედების შედეგად და წარმოადგენს წერილდისპერსიული მინერალების მექანიკურ ნარევეს. გ.ქ.-ის ქანები – წარმოდგენილი სხვადასხვა ხარისხით შეცვლილი ფუზივებით და მათი ვულკანოკლასტოლიტებით; ქანების შეცვლის ხარისხი გამოიხატება მათში თიხური ნივთიერების რაოდენობრივი შემცველობით და ძირითადი მასის სტრუქტურის დაცულობის ხარისხით; დედაქანები – წარმოდგენილი ანდეზიბაზალტებით, პიკრობაზალტებით და მათი ვულკანოკლასტოლიტებით, რომლებმაც უკვე ნაწილობრივ განიცადეს ჰიდროთერმალური შეცვლა, კერძოდ პროპილიტიზაცია. დადგენილია, როგორც თიხური ნივთიერების ქიმიური და მინერალოგიური შემადგენლობა, ასევე მინერალების რაოდენობა ნომინალის მეთოდით. განსაზღვრულია გ.ქ.-ში ალუმინის რაოდენობა პროცენტებში. გიბსიტის- $Al(OH)_3$ სახით თავისუფალი თიხამიწის არსებობის დადგენა საშუალებას გვაძლევს შესწავლილი რეგიონი მადნიანობის თვალსაზრისით განვიხილოთ, როგორც პერსპექტიული.

Quantitative Content of Aluminium in the Bathonian Crust of Weathering of West Georgia. L.Chomakhidze. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia. (geolog@gw.acnet.ge)

The author has investigated the Bathonian crust of weathering (CW) developed on the Bajocian volcano-genic series, which is the source rock for the crust of weathering. Here have been studied: the clay matter ($< 0,00$ mm), a product of superficial weathering processes; it is a mechanical compound of fine-dispersed minerals of chlorite, hydromica, montmorillonite, metahalloysite, halloysite, kaolinite, gibbsite and mixed-layered hydro-mica-montmorillonite formation; the rocks of the crust of weathering consist of effusive rocks and their volcano-clastolites; they are modified to different extent. The extent of rock change that increases up the section has been expressed in a change of quantitative content of the clay matter and in a degree of groundmass structure integrity; parent rocks represented by effusive rocks (basaltic andesites, basalts, picobasalts) and their volcano-clastolites. When the first ones prevail it indicates that they had already suffered hydrothermal changes, propylitization in particular. On the basis of carried out researches have been determined chemical and mineralogical composition of clay matter and also quantitative percentage of mineral content by the method of nominal value, the weight percentage of aluminium oxide (Al_2O_3) and quantitative content of aluminium in oxide Al_2O_3 . Presence of free alumina in a form of gibbsite $Al(OH)_3$ makes possible to consider the studied region as a perspective ore-bearing area.

Как известно, с корами выветривания (КВ) связаны такие полезные ископаемые, как алюминиевые, железные и другие руды. Поэтому определение количественного содержания алю-

миния в батской КВ является актуальной темой, тем более, что в Грузии до настоящего времени не проводились детальные исследования состава и структуры КВ.

Исследованная территория охватывает басс. р. Риони с ее правым (Цхенисцкали) и левыми (Квирила, Дзирула, Чхеримела) притоками. Литологические разрезы изучены в ряде районов: Амбролаури (раз. Рицеула), Они (раз. Шкмери), Цагери (раз. Бороцина и Гварбаджанисгеле), Сачхери (раз. Паскнара) и Харагоули (раз. Патара Гантиади, Молити и Бежатубани). Разрезы составлены параллельно направлению общекавказского простирания с северо-запада на юго-восток (Чомахидзе, 2002).

Выходы КВ приурочены к двум крупным геотектоническим единицам: к складчатой системе южного склона Большого Кавказа с ее Гагрско-Джавской зоной и к Грузинской глыбе с ее Окрибско-Хреитской и Дзирульской подзонами воздымания (Дзирульский массив) с северной и южной перифериями (П.Гамкрелидзе, 1964).

Батская КВ развивается на вулканогенной серии байоса, являясь материнской. Были изучены материнские породы, породы КВ и глинистое вещество ($< 0,01\text{мм}$), собранное из пород КВ методом 24-часового отмучивания.

Материнские породы, в основном, состоят из эффузивов и их вулканокластолитов; эффузивы представлены андезибазальтами, в которых окислы кремния изменяются от 52,61 до 57,54%, базальтами - 47,88-51,13%, пикробазальтами - 41,44-44,94% (Магматические горные породы, часть 1, 2, 1983). В материнских породах наблюдаются процессы альбитизации, карбонатизации, пренитизации, цеолитизации, олацитизации, уралитизации, сосюритизации и лимонитизации по магнетиту; отмечаются псевдоморфозы, заполненные всеми вторичными минералами - альбитом, карбонатом, пренитом, цеолитом и др. Наличие этих процессов, а также присутствие псевдоморфоз и жил, которые являются преобладающей формой заполнения пропилитизированных минералов (Наковник, 1954), указывают на то, что материнские породы уже затронуты гидротермальным изменением, а именно пропилитизацией.

Надо отметить, что на исследованной территории встречаются и гидротермолиты (гидротермально измененные породы). Изучение их (Чомахидзе, 2004) показало, что они отличаются от пород КВ как по химическому составу, так и по ассоциации минералов; в гидротермолитах везде присутствует пирит и отсутствует галлузит, являющийся единственным минералом, который образуется только в результате процессов поверхностного выветривания пород.

В материнских породах было определено весовое процентное содержание окисла алюминия (Al_2O_3) и процентное содержание алюминия в окисле алюминия (табл. I). Определение коли-

Таблица I

Весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание алюминия в окислах алюминия материнских пород

Наимен. пород.	№ образца	Al_2O_3 , вес. %	Колич. Al в Al_2O_3	Наимен. пород.	№ образца	Al_2O_3 , вес. %	Колич. Al в Al_2O_3
Андезибазальты	319 ¹	18.35	9.54	Базальты	333 ¹	21.18	11.07
	320	18.26	9.50		19 ¹	14.31	10.04
	334	17.63	9.17		19	17.85	9.28
	К-62	18.53	9.64		51	20.96	10.89
	К-58	18.50	9.63		289 ¹	15.66	8.14
	9	19.52	10.14		6-Л	16.09	8.32
	47-Б	16.84	8.76	Туфы базальтов	К-63	16.84	8.76
	1-Л	17.22	9.32		52	17.21	8.95
	2-Л	18.35	9.54		49	17.12	8.90
	10-44	17.31	9.00		289 ¹	14.79	7.69
	121 ¹	16.35	8.50		220	14.69	7.64
121	17.40	9.05	Пикробазальты	356	16.43	8.54	
Туфы андезибазальтов	54	18.74		9.74	317	19.14	9.95
	293	15.37		7.99	5-Л	14.96	7.78
	291 ¹	15.54		8.08			
	291	14.44	7.57				

Примечание: 319¹, 320, 334 - раз. Шкмери; К-62, К-58, 9, 47-Б - раз. Бороцина; 1-Л, 2-Л, - раз. Патара Гантиади; 10-44 - раз. Бежатубани; 121¹, 121 - раз. Молити; - 54 - раз. Бороцина; 293, 291¹, 291 раз. Паскнара; - 331¹ - раз. Шкмери; 19¹, 19, 51 - раз. Бороцина; 289¹ - раз. Паскнара; 6-Л - раз. Патара Гантиади; - К-63, 52, 49 - раз. Бороцина; 289¹ - раз. Паскнара; 220- раз. Гварбаджанисгеле; - 356 - раз. Рицеула; 317 - раз. Рицеула; 5-Л - раз. Патара Гантиади.

чественного содержания алюминия в окисле алюминия проводилось с помощью вычисления коэффициента, выражающего процентное содержание алюминия в молекулярных величинах (для алюминия этот коэффициент равен 0,52).

Породы КВ представлены в различной степени измененными эффузивами и их вулканокластолитами. Степень изменения пород выражается в изменении количественного содержания глинистого вещества и степени сохранности структуры основной массы (Чомахидзе, 2002). В породах КВ сохраняются все признаки гидротермального изменения кроме отсутствия пирита, что является одним из показателей начала процесса поверхностного выветривания. На поверхности пирит окисляется с образованием серной кислоты, которая наряду с другими факторами еще больше разрушают породу (Дзоценидзе, 1969).

В породах КВ было определено весовое процентное содержание окисла алюминия и процентное содержание алюминия в этих окислах по разрезам (табл. 2). Как видно из таблицы, повышение весового процентного содержания окисла алюминия в разрезе Рицеула, равное 20.73%, вызывает повышение количественного содержания алюминия до 10.77%; такая же картина наблюдается и в разрезах Молити и Бежатубани.

Таблица 2

Весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание алюминия в окислах алюминия пород коры выветривания по разрезам

№ образца	Разрезы	Al ₂ O ₃ , вес. %	Колич. Al в Al ₂ O ₃	№ образца	Разрезы	Al ₂ O ₃ , вес. %	Колич. Al в Al ₂ O ₃
367	Рицеула	16.01	8.32	298 ¹	Паскнара	16.06	8.35
363		15.88	8.25	298		17.87	9.28
360		13.78	7.16	296		17.92	9.31
358		15.39	8.49	296 ¹		17.69	9.19
337 ³	Шкмери	15.48	8.04	69-Г	Патара Гангиади	15.31	7.56
337 ²		20.73	10.77	66-Г		12.61	6.55
337 ¹		18.97	9.86	63-Г		15.13	7.86
337		16.78	8.72	61-Г		14.49	7.32
336		17.80	9.25	59-Г		13.03	7.08
235	Борощина	16.05	8.34	58-Г	Молити	12.78	6.64
234		16.15	8.39	145 ¹		19.92	10.35
42		14.79	7.69	145(1)		19.00	9.88
40		17.90	9.30	145		18.25	9.49
39(1)		17.31	9.00	135		25.61	13.31
194	Гварджа- нистеле	15.65	8.13	8-Б	Бежатубани	18.87	9.81
193		16.09	8.36	7-Б		19.22	9.99
192		18.80	9.77	134		15.85	8.24
189 ¹		15.40	8.00	133		20.73	10.77
189		16.49	8.57	132		17.21	8.94

В примечании указывается степень изменения: 337¹, 235, 145¹, 145(1), 145, 135, 8-Б, 7-Б, 134, 133, 132 - сильно измененные туфы андезибазальта; 337³ - сильно измененный туф андезита; 337², 336 - измененные туфы андезита; 337, 336, 298, 296¹, 296 - измененные туфы андезибазальта; 367 - умеренно измененный базальт; 363, 193 - сильно измененные базальты; 360, 358 - измененные базальты; 234 - сильно измененный туф пикробазальта; 42 - измененный пикробазальт; 40, 298¹ - измененные туфы базальта; 39(1) - умеренно измененный туф базальта; 194 - измененный пикробазальт; 192 - умеренно измененный андезибазальт; 189¹, 189 - сильно измененные пикробазальты; 69-Г, 66-Г, 63-Г, 61-Г - оглинившиеся андезиты; 59-Г, 58-Г - оглинившиеся дациты.

Глинистое вещество, являющееся результатом действия процессов поверхностного выветривания, представляет собой механическую смесь тонкодисперсных минералов хлорита гидрослюд, монтмориллонита, метагаллуазита, галлуазита, каолинита, гиббсита и смешанослойного гидрослюдисто-монтмориллонитового образования. Указанные минералы были определены по данным рентгеноструктурного, термического и ИКС анализами (Чомахидзе, 1988, 1989, 1990). Химический состав глинистого вещества (табл. 3) и определение количественного содер-

жания минералов в процентах по методу номинала с применением молекулярных формул (табл. 4) подтверждают наличие вышеотмеченных минералов.

Таблица 3

Химические анализы глинистого вещества коры выветривания

Весовое содержание окислов, %														№ обр.	Разрез	
Сумма	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂			SiO ₂
99,88	10,26	6,38	0,07	-	2,05	0,11	2,95	2,05	0,18	0,31	10,68	21,74	0,3	42,8	338	Шкмери
100,27	8,74	6,02	0,14	0,27	2,06	0,2	7,85	0,27	0,02	0,77	8,52	21,61	0,51	43,29	337	
99,83	9,6	6,8	0,17	-	1,36	0,05	3,7	1,63	0,21	1,46	10,48	22,09	0,48	40,8	337	
99,92	9,06	7,34	0,12	-	1,03	0,05	4,5	1,45	0,21	1,6	10,83	21,70	0,25	41,78	336	
100,21	7,04	13,12	0,12	0,24	2,21	0,21	0,29	3,46	0,007	1,2	4,3	18,47	1,0	48,47	360	Рицеула
99,94	7,4	12,92	0,68	-	2,57	0,11	3,34	0,29	0,007	0,3	6,72	15,22	1,04	49,34	363	
99,8	8,88	13,8	-	-	1,0	0,15	3,86	0,65	-	0,72	3,96	15,66	0,12	50,51	367	Бороцина
100,03	8,92	7,8	0,17	сл.	2,6	0,39	3,73	2,1	0,07	1,02	9,4	15,13	0,38	48,32	235	
100,25	7,16	10,16	0,25	-	2,12	0,39	3,84	2,16	0,07	0,43	10,35	15,40	0,3	47,72	234	
99,89	7,7	13,7	0,2	0,54	0,68	0,22	4,32	0,9	0,05	0,19	8,13	16,12	0,29	46,85	40	
100,09	7,98	12,42	0,27	0,27	0,86	0,19	3,74	1,32	0,02	0,07	6,86	15,62	1,25	49,22	193	Гварбаджа- нис-геле
99,95	8,38	12,7	0,27	0,41	0,56	0,42	3,6	0,73	0,02	0,86	8,09	14,67	0,66	48,59	194	
100,05	13,94	3,56	-	-	2,9	1,3	2,95	1,74	0,04	0,36	0,68	17,12	0,17	49,29	189	
100,17	8,06	10,02	0,19	0,14	0,96	0,51	3,31	0,33	0,03	-	5,68	18,01	0,76	49,77	189	Паскнара
99,66	8,5	10,36	0,05	-	1,5	0,16	3,58	0,75	-	0,72	11,0	12,18	0,47	50,22	298	
99,79	8,48	14,52	0,04	-	0,55	0,15	3,86	0,86	0,03	0,72	6,55	13,75	0,35	49,93	298	
99,82	10,6	11,4	0,05	-	0,6	0,2	3,86	0,65	0,03	1,08	8,3	13,75	0,5	48,85	296	
99,66	7,96	9,44	0,04	-	2,0	0,2	3,24	0,65	0,03	1,26	10,09	13,4	0,5	51,05	296	Патара Гангиади
100,26	7,6	8,16	0,05	-	1,23	0,18	0,24	0,28	-	-	4,26	20,79	0,38	55,09	69	
100,16	7,12	10,32	0,02	-	0,22	-	3,03	0,28	-	-	4,67	18,44	0,28	55,78	59	Молиги
100,24	7,76	7,52	-	-	2,88	0,1	8,69	0,62	-	-	1,84	15,48	0,25	61,10	66	
99,93	5,78	2,82	0,05	-	3,22	0,1	2,12	0,33	-	0,36	4,47	15,74	0,38	64,56	63	Бежатубани
99,93	13,28	5,96	0,2	0,44	1,6	1,1	1,44	0,45	-	0,18	2,86	36,27	0,17	35,28	145+	
100,24	10,16	6,56	0,18	0,54	1,5	0,39	1,94	0,45	-	0,42	3,4	28,4	0,36	46,14	145	
99,97	12,32	2,5	0,03	0,27	0,28	0,68	1,01	0,22	0,09	0,3	0,66	36,4	0,64	45,26	135	
99,92	10,88	7,12	0,19	0,34	0,55	0,44	1,33	0,47	0,09	0,58	4,57	24,7	0,14	48,56	7	134
100,16	9,18	3,42	0,31	0,4	3,42	0,18	1,44	0,40	-	0,31	12,48	26,03	0,44	42,14	133	
99,69	14,28	4,34	нет	сл.	1,3	1,6	1,42	0,67	0,04	нет	7,08	25,85	0,08	43,03	132	132
100,83	15,2	3,66	0,15	сл.	1,1	2,6	0,98	0,56	0,11	0,36	7,17	24,82	0,2	42,97	132	

Количественное содержание минералов глинистого вещества коры выветривания

Разрезы	№ образца	Количественное содержание минералов в %													
		Альбит	Анортит	Хлорит	гр. гидрослюд		гр. монтмор.		гр. каолинита			Гиббсит	Лимонит	Кварц	Сумма
					Гидромусковит	Гидробиотит	Монтмориллонит	Сапонит	Галлуазит	Метагаллуазит	Каолинит				
Шкмери	338 ¹	0.79	7.17	-	12.43	-	9.08	11.66	-	-	58.86	-	-	-	99.99
	337 ³	1.18	0.78	-	11.76	-	10.00	26.04	-	-	50.27	-	-	-	100.03
	337 ¹	-	5.66	сл.	8.70	-	62.04	9.09	-	-	-	-	-	-	99.36
	336	-	4.85	8.02	6.34	-	67.78	12.10	-	-	-	-	-	-	99.09
Рицеула	367	0.66	1.83	-	6.81	-	67.63	21.18	1.89	-	-	-	-	-	100.00
	363	0.40	1.07	-	17.48	-	45.63	16.61	18.88	-	-	-	-	-	100.07
	360	1.07	13.69	-	18.17	-	51.05	5.37	10.54	-	-	-	-	-	99.89
Патара Гантиади	69-Г	1.43	0.70	-	8.33	-	81.81	1.14	6.59	-	-	-	-	-	100.00
	66-Г	0.45	2.06	-	19.94	-	53.19	13.38	-	-	-	-	-	10.98	100.00
	63-Г	0.44	2.41	8.09	20.88	-	53.05	-	-	-	-	-	-	15.14	100.01
	59-Г	-	0.73	-	1.25	-	83.58	13.84	0.59	-	-	-	-	-	99.99
Молити	145	6.44	1.14	-	8.11	-	32.66	5.46	-	-	46.18	-	-	-	99.99
	145 ¹	2.36	1.57	-	8.17	-	9.81	6.96	-	-	38.12	31.05	1.95	-	99.99
Бежатубани	135	0.81	0.81	-	-	2.42	-	1.67	-	-	94.28	-	-	-	99.99
	7-Б	2.24	1.68	-	2.90	-	33.02	6.77	-	-	53.35	-	-	-	99.96
	134	1.32	1.54	-	16.13	6.73	6.49	-	-	-	59.17	сл.	8.61	-	99.99
	133	2.43	9.74	-	5.06	6.67	10.53	-	-	-	61.45	-	-	4.12	100.00
	132	1.86	15.64	-	4.72	5.99	2.92	-	-	-	64.65	-	-	4.19	99.97

Примечание: наименование пород приводятся в табл. 1

В глинистом веществе было определено весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание в них алюминия (табл. 5). Как видно из таблицы, количественное содержание алюминия в разрезах Молити, Бежатубани и Шкмери, по сравнению с другими разрезами, отличаются повышенным содержанием алюминия; так, в разрезах Молити оно равно 14.17-18.86%, Бежатубани – 13.44-18.93 % и Шкмери - 11.24 – 11.49.

Из приведенного выше фактического материала хорошо видно как изменяется весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание алюминия по разрезам. Наблюдается повышение весового процентного содержания окисла алюминия и количественного содержания в них алюминия, что приводит к образованию таких высокоглиноземистых минералов, как монтмориллонит, метагаллуазит, галлуазит, каолинит и гиббсит.

Повышенное количественное содержание алюминия в разрезах вызвало необходимость проверить кремневый модуль (отношение весового процентного содержания окисла алюминия к окислу кремнезема), который в исследованных районах изменяется от 0.8 до 1.3, что по количеству не отвечает промышленным кондициям на алюминиевую руду, так как в последнем случае кремневый модуль должен быть равен 2. Но несмотря на это, только факт установления наличия свободного глинозема в виде гиббсита – $Al(OH)_3$ дает возможность рассматривать изученный регион как перспективный на рудоносность.

Таблица 5

Весовое процентное содержание окисла алюминия и количественное содержание алюминия в окислах алюминия глинистого вещества

№ образца	Разрезы	Al ₂ O ₃ , вес. %	Колич. Al в Al ₂ O ₃	№ образца	Разрезы	Al ₂ O ₃ , вес. %	Колич. Al в Al ₂ O ₃
367	Рицеула	15.66	9.60	298	Паскляри	12.18	6.36
363		15.22	7.91	298 ¹		13.75	7.15
360		18.47	8.14	296		13.73	7.14
338 ¹	Шкмери	21.74	11.30	296 ¹	Пагара Гантиади	13.40	6.97
337 ¹		21.61	11.24	69-Г		20.78	10.81
337		22.09	11.49	66-Г		15.48	8.05
336		21.70	11.28	63-Г		15.74	8.18
235	Боро- цина	15.13	7.87	59-Г	Молиги	18.44	9.45
234		15.40	8.01	145		28.40	14.17
40		16.12	8.38	145		36.27	18.86
194	Гвардба- джинис - геле	14.67	7.68	135	Бежугубани	36.40	18.93
193		15.62	8.12	7-Б		24.70	12.81
189 ¹		17.12	8.90	134		26.03	13.54
189		18.01	9.37	133		25.85	13.44
				132		24.88	12.91

Примечание: наименование пород см. в табл. 2.

Литература

- Гамкрелидзе П.Д. (1964) История геологического развития //Геология СССР. Т. X. Грузинская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра. С.503-585.
- Дзоценидзе Г.С. (1969) Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра. С.342.
- Наковник Н.И. (1954) Пропилитизированные породы и их минеральные фазы, генезис и практическое значение //ЗВМО. Ч.3. Вып.1. С.78
- Чомахидзе Л.И. (1988) Минералы древней коры выветривания, развитой на байосской порфиритовой свите Цагерского района //Сообщ. АН Грузии. Т.130. №3. С.585-588.
- Чомахидзе Л.И. (1989) Минералы древней коры выветривания южной и северной периферий Дзирульского массива //Сообщ. АН Грузии. Т.134. №3. С.581-584.
- Чомахидзе Л.И. (1990) Минералы древней коры выветривания, развитой на байосской порфиритовой свите в Амбролаурском и Онском районах //Сообщ. АН Грузии. Т.138. №1. С.93-96.
- Чомахидзе Л.И. (2002) Древние коры выветривания Западной Грузии в пределах бассейна р. Риони //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып. 117. С. 255- 260.
- Чомахидзе Л.И. (2004) Древние коры выветривания на вулканогенной серии байоса и гидротермальные породы Харагоульского района //Тр. ГИН АН Грузии. Нов.сер. Вып.119. С.680-686.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ И ТЕКСТУРА ГАГАТОВЫХ ТЕЛ В РАЗНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАСЕЙНАХ.

И.Р.Ахвледиани, З.Н.Киласония

Формы залегания и текстура гагатовых тел в разных седиментационных бассейнах. И.Р.Ахвледиани¹, З.Н.Киласония². ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джanelидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия; ²Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Кавказский институт минерального сырья, ул.З.Палиашвили 85, 0162 Тбилиси (cimgе@yahoo.com).

Обсуждается форма залегания и текстура гагатовых тел. Выявлены общие закономерности и типоморфные признаки для разных седиментационных бассейнов, которые могут в дальнейшем послужить основой для палеогеографических и палеофлористических построений, а также стать поводом для создания "Атласа гагата".

გიშრის წოლის ფორმები და ტექსტურა სხვადასხვა სედიმენტაციურ აუზებში. ი.ახვლედიანი¹, ზ.კილასონია². ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი; ²საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი კავკასიის მინერალური ნედლეულის ინსტიტუტი, ზ.ფალიაშვილის ქ.85, 0162 თბილისი (cimgе@yahoo.com).

განხილულია გიშრის წოლის ფორმა და ტექსტურა. გამოვლენილია ზოგადი კანონზომიერებანი და ტიპომორფული ნიშნები განსხვავებული სედიმენტაციური აუზებისათვის, რომლებიც შესაძლოა შემდგომში საფუძვლად დაედოს პალეოგეოგრაფიულ და პალეოფლორისტულ რეკონსტრუქციებს, აგრეთვე გახდეს საბაზი "გიშრის ატლასის" შესაქმნელად.

Mode of occurrence and texture of jet in different sedimentary basins. I.Akhvlediani¹, Z.Kilasonia².

¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia; ²Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Caucasian Institute of Mineral Resources. Z.Paliashvili str. 85, 0162 Tbilisi (cimgе@yahoo.com).

Mode of occurrence and texture of jet body was discussed. General relationship and typomorphic features for different sedimentary basins were shown. They may serve in future as base for paleogeographic and paleofloristic reconstructions, and also cause of "Jet Atlas" creation.

Седиментационные бассейны

Основные проявления гагатов можно отнести к фациям, переходным от континентальных условий образования к морским: прибрежно-морским, лагунным, лиманным или дельтовым. Встречаются они также среди континентальных озерных отложений. Каждому фациальному типу соответствует своеобразный седиментационный бассейн и, в зависимости от условий образования, своеобразная морфология гагатовых тел.



Рис.1. Пещеры в скальных уступах - места добычи гагата. Англия, побережье Северного Йоркшира (по материалам Whitby Jet, 2004 г.)

Англия, прибрежно-морские отложения (верхний лейас)

На территории Национального парка Норт-Йорк-Мурс (Северный Йоркшир), которая примерно соответствует области распространения юрского моря, отложения верхнего лейаса (тоара), содержащие гагат, обнажены повсеместно (рис. 1). В окрестностях Уитби разрез верхнего лейаса выглядит следующим образом (сверху вниз). Кровля пласта, относящегося к доггеру, сложена ожелезненными породами. Ниже доггера залегают квасцовые глины. Далее следует пласт твердых сланцев с конкрециями бурого железняка, который подстилается битуминозными сланцами с высоким содержанием нефти. Отделяет битумино-

зные сланцы от нижележащей гагатосодержащей породы прослой крепкого известняка мощн. 20 см, называемый кровлей гагатового пласта. При выветривании эти прослой образуют крупные дисковидные глыбы, получившие местное название "обеденные столы для русалок". Гагатосодержащая порода представляет собой пачку черных слоистых сланцев мощн. 7,6 м. Из верхней 3 метровой зоны этих сланцев добывают "твердый" гагат высшего качества. Более низкого качества, т.н. "мягкий" гагат, находят в вышележащих битуминозных и среднеюрских сланцах (Муллер, 1991).

Из лейасовых сланцев описывают две формы гагата, известные как "пластинчатая" и "трубчатая". В трубчатом гагате центральная часть ствола окремнена и окружена слоем гагата толщиной от 50 до 75 мм. Но обычно гагат встречается в тонких пропластках мощностью не более 25-50 мм и в поперечном сечении имеет плосковогнутую форму. Древесина в таких случаях очень сильно смята и сплющена, утратив первоначальные очертания, однако фактура древесины и годовичные кольца в большинстве случаев видны очень отчетливо. Пластинчатый гагат всегда приурочен к плоскости напластования вмещающих пород. Толщина его обычно колеблется от 5 до 50 мм, а длина – от 30 до 60 см (рис.2,б). Самый крупный из когда-либо найденных здесь кусков гагата имел длину 1,93 м, ширину 114-140 мм, толщину 38 мм и весил 5 кг. Уникальной находкой можно считать пропласток гагата весом 9 кг. В виде тускло отблескивающих пятен на поверхности гагата иногда обнаруживается пирит. С точки зрения резчика по гагату, пожалуй, это наиболее нежелательное включение. Следует отметить также гагатовую гальку, которая встречается на морском побережье Северного Йоркшира и известна как "гагат вымытый морем" или "washed jet". Галька гагата разного размера в среднем весит от 15 до 40 г. (Whitby Jet, 2004; Yorkshire Coast Fossils, 2004).

Гагат распределен в сланцах хаотично в виде карманов, которые шахтеры называют "швами". На нижней поверхности кусков гагата часто находят отпечатки аммонитов, принадлежащих к виду *Harpoceras exaratum*. Можно обнаружить также отпечатки белемнитов, устриц и ходы морских червей-пескожилов. Эти отпечатки свидетельствуют о приуроченности гагата к морским отложениям. Сильное сплющивание, мелкая галька, которую находят глубоко погруженной в тело гагата, а также приводимый Сьюордом факт нахождения в гагате вдавленных белемнитов, указывает на размягченное состояние дерева при захоронении (Seward, 1904).

Германия, прибрежно-морские отложения (верхний лейас)

В Германии, в районе Швабского и Франконского Альба, включения гагата распространены в юрских морских отложениях, соответствующих отложениям верхнего лейаса Великобритании. Вполне возможно, что гагат здесь образовался в аналогичной среде, поскольку морские сланцы характеризуются высокой битуминозностью. В них можно часто встретить конкреции пирита и ископаемые остатки моллюска *Posidonia bronni*. Однако в отложениях отсутствуют аммониты. Это дает основание считать, что гагат, встречающийся в Германии, вероятно, образовался в более пресной воде (Муллер, 1991).

Известное месторождение Хольцмадена в Вюртемберге описывается Готаном следующим образом. Среди посидониевых сланцев лейаса имеется особый горизонт собственно гагатоносных пород небольшой мощности. Этот слой богат известью, колется на плитки и в свежем изломе издает сильный запах нефти. Имеющиеся здесь окаменелости часто заключены в желваки, которые кроме глинистого известняка и пирита включают еще бурый железняк - лимонит, тонко перемешанный с глиной. Гагаты находят преимущественно в подобных же желваках. Плитки гагата часто бывают окружены кристаллическим сильно битуминозным известняком или последний их перекрывает. Порой можно видеть, что отдельные куски гагата обломаны и неравномерно распределены в известняке. Местами обнаруживается заполнение известковым шпатом идущих в разных направлениях небольших подвижек в кусках гагата. В нем также присутствуют пустоты, заполненные переотложенным кальцитом. Явления концентрации играют большую роль в посидониевых сланцах. Вокруг определенных центров происходит выпадение вещества, главным образом в виде кальцита и соединений железа. Линзы гагата также являются такими центрами. Гагат обычно непосредственно перекрывается грубозернистым битуминозным известняком. К нему примыкает также содержащая известь, но более тонкокристаллическая зона. И все это находится во вмещающей, так называемой "гагатовой породе". В битуминозном известняке содержание битума достигает 46%, в последующей тонкокристаллической зоне падает до 25%, а в гагатосодержащей породе - до 5,4%. Закономерное уменьшение количес-

тва битума от гагата к породе позволяет предположить, что он является центром стяжения битуминозного вещества (Жемчужников, Гинзбург, 1960).

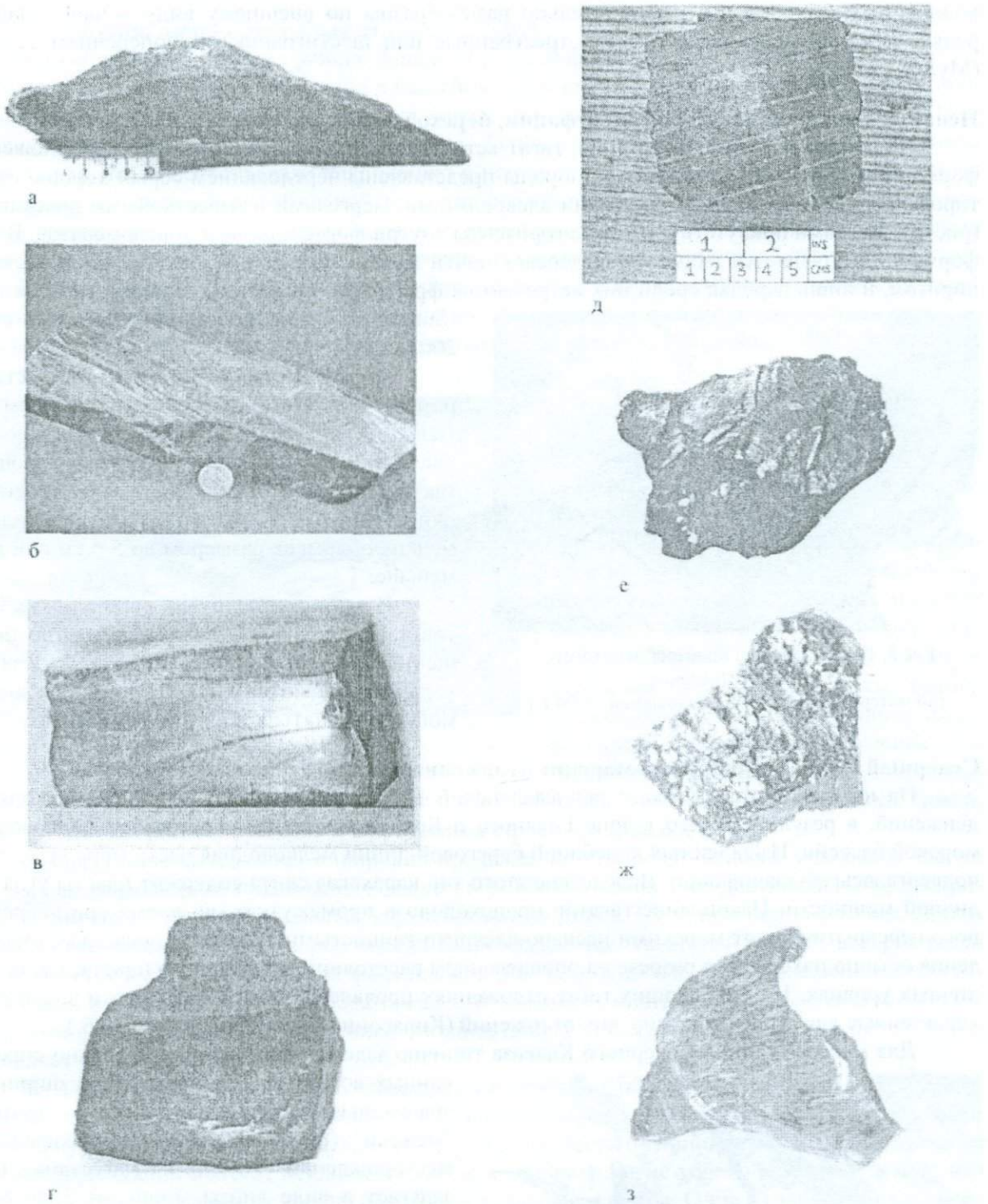


Рис 2. Морфология гагата-сырца.

а - образец гагата, имеющий форму вогнутой линзы – "меча". Южный Дагестан (по материалам З.Киласония, 1987 г.); б - извлеченный из сланцев пластинчатый гагат сохраняет поверхностную пленку – "шпат". Англия, Уитби (по материалам Victorian Jet Works, 2004 г.); в - блок гагата, извлеченный из песчаника, длиной 75 мм и толщиной от 20 до 40 мм. Западная Грузия, Ткибули (по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.); г - гагат с раковистым изломом Западная Грузия, Ткибули (по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.); д - образец гагата с трещинами сокращения (отдельности). Англия, Уитби (по материалам Yorkshire Coast Fossils, 2004 г.); е - гагатообразный уголь с радиальными трещинами усыхания на фоне концентрических годовичных колец. Восточная Грузия, с.Метехи. Величина натуральная (по материалам Н.Авалишвили, 1961 г.); ж - образец гагата с выветрелой корой. Западная Грузия, с.Гелати (по материалам Н.Авалишвили, 1961 г.); з - образец гагата со струйчатой текстурой. Западная Грузия, с.Гелати. Величина натуральная (по материалам Н.Авалишвили, 1961 г.).

В Вюртемберге встречается "пластинчатая" разновидность гагата, в Тюбингене-"трубчатая". Около северного берега озера Констанц лигнит образует своеобразные по форме включения, называемые "нарукавные повязки". Хотя гагат среди них обнаруживают в небольших количествах, находки его исключительно разнообразны по внешнему виду – чаще гладкие, редко – расплюснутые, ребристые, трехгранные или шестигранные в поперечном сечении (Муллер, 1991).

Испания – флювиально-дельтовые фации, переходящие в лагунные (киммеридж)

На севере Испании, в Астурии, гагат встречается в флювиально-дельтовых отложениях формации Ластрес, где вмещающие породы представлены чередованием серых хорошо отсортированных песчаников с глинистыми алевролитами, мергелями и известковыми доломитами (рис. 3). Местами присутствуют также горизонты внутри-формационных конгломератов. В этой формации встречаются окаменелые деревья почти нацело замещенные кальцитом и частично пиритом, и лишь изредка среди них встречаются фрагменты древесины, превращенной в гагат (Suarez de Centi Alonso, Diaz Gonzales et al., 2003).



Рис.3. Вход в туннель по выработке гагата.
Испания, Астурия
(по материалам Azabache Association, 2004 г.)

Формы проявления гагата это пластинки разной толщины – от тонких (около 2 см) до толстых (более 10 см) и "трубки" – сплюснутые ветки, состоящие из гагата как хорошего, так и плохого качества, в том числе стволы длиной до 2-5 м, хотя обычно речь идет о мелких обломках размером до 5-6 см или даже меньше.

В отличие от других европейских гагатов астурийским гагатам свойственно повышенное содержание дисульфидов железа, которые встречаются в виде пирита, но иногда могут встречаться и в виде марказита.

Северный Кавказ, прибрежно-морские отложения (аален)

На юго-восточном Кавказе раннеааленский век ознаменовался усилением восходящих движений, в результате чего в зоне Главного и Бокового хребтов образовался мелководный морской бассейн. Из-за частых колебаний береговой линии мелководная часть моря временами подвергалась заболачиванию. Вследствие этого т.н. карахская свита содержит пласты угля различной мощности. Накопление гагатов происходило в промежутках, во время кратковременного перекрытия болот морскими песчано-алеврито-глинистыми осадками, поскольку их скопления обычно находятся в разрезе на определенном расстоянии от угольного пласта, т.е. на различных уровнях. Во вмещающих гагат отложениях проявлена косая слоистость и знаки ряби, характерные для прибрежно-морских отложений (Киласония, Асланикашвили, 1986.).

Для месторождений Северного Кавказа типично залегание гагата в виде сильно спрессованных вогнутых линз небольшой ширины и



Рис.4. Залегание в песчанике удлиненной линзы гагата, по форме похожей на "меч". Южный Дагестан
(по материалам З.Киласония, 1987 г.)

значительной длины, из-за чего их прозвали "мечами" (рис.4; рис.2,а). На Рубасчайском месторождении Южного Дагестана гагат залегает в виде линзы мощн. от 3 до 8 см, которая выклинивается на расстоянии 3-4 м. Другая линза гагатообразного угля, мощн. 3-4 см, выклинивается на расстоянии 2-3 м и по краям состоит из типичного хрупкого витрена. Переход гагата в витрен совершается постепенно. Нередко встречаются линзы гагата, содержащие тонкие (0,2-0,5 см) прослойки песчаника и/или алевролита.

Отдельные участки образцов гагати-зированных деревьев порой бывают окременены, иногда замещены кальцитом и/или

пиритом вплоть до полной пиритизации ткани. Окремнение, а возможно также образование кальцита и пирита предшествовало гагатизации древесины.

Западная Грузия, озерно-лагунные отложения (бат)

В Ткибульско-Гелатском районе Западной Грузии формирование гагатсодержащих отложений батского возраста происходило в бассейнах озерно-лагунного типа с непрерывным процессом седиментации, сопровождающимся довольно быстрым опреснением. Гелатский и Ткибульский бассейны развивались не идентично. Ткибульский бассейн продолжал интенсивно погружаться, что способствовало накоплению в нем мощной угленосной свиты. Гелатский же бассейн находился в менее лабильной зоне, где периодически создавался особый гидрохимический режим в результате прорыва моря, в то время как Ткибульский бассейн был полностью изолирован. Гагатовые проявления, приуроченные к песчанисто-глинистым отложениям угленосной свиты (рис. 5) пространственно связаны не только с юрскими угольными месторождениями, но и с одновозрастными захоронениями окаменелых и частично обугленных деревьев (Ахвледиани, 2004; Киласония, Асланикашвили, 1986; Ажипа, Мурилина, 1981; Хидешели, 1978; Атлас углей Кавказа 1961).



Рис.5. Галерея по выработке гагата.
Западная Грузия, Ткибули, Кедеха
(по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.)

В Ткибульском районе гагаты чаще представлены отдельными изолированными гнездами, линзами и разнообразными обломками древесины, начиная с крупных фрагментов стволов – "бревен" и "пеньков" (впрочем они редки и их почти невозможно сохранить в первозданном виде) и кончая мелкими спрессованными обломками. Например, найден "пенек" высотой до 40 см и овальным сечением 20×10 см. Размер мелких обломков 6-12 см в длину и 2 см в ширину. На этих месторождениях наиболее часто удается найти очаровательные гагатизированные ветки (рис.6,

в,г) и другие интересные фрагменты с древесным строением (рис.6,д).

Размеры линз колеблются в широких пределах, но они редко бывают уплощены так же сильно, как линзовидные тела Южного Дагестана. Обычно длина линз достигает 1-2 м, а ширина 20-40 мм (рис.2, в). Максимальная зафиксированная длина 7-8 м, при ширине 50 мм. Линзы гагата в пластах вмещающих пород иногда сопровождаются "гагатовой водой", которая резко выбрасывается в виде маломощных фонтанчиков при вскрытии пласта. В обнажении линза гагата бывает окружена ореолом буровато-желтого лимонита, иногда четко различимом на светло-желтом фоне вмещающего песчаника. Мощность ореола вокруг тела размером около 20 см, составляет приблизительно 1 м.

На Ткибульском угольном месторождении в угольных пластах встречаются структурные витрены, внешне похожие на гагаты, но намного более хрупкие и блестящие. Залежи типичного гагата приурочены к вмещающим угольные пласты песчанисто-глинистым породам. Однако на этом месторождении бывают исключения, когда гагат находят не только непосредственно над угольными пластами, но и на уровне некоторых угольных пластов. Одна из зарисовок такой залежи имеет форму разветвленного на две части ствола. Диаметр одной ветви составляет 15 см, другой 7 см. На расстоянии 40 см выше гагатового тела залегает линза витрена мощн. 6 см. Второе тело гагата, залегающее в зальбанде угольного пласта, имеет форму линзы 50×45×25 см.

Непосредственно на Гелатском месторождении гагатовое тело со всех сторон облекается чистой неслоистой желтоватой глиной, как бы заключая его в глинистый чехол, как говорят старатели в "кеци". Мощность чехла 15-25 см. Граница между облекающим слоем глины и последующим слоем алевrolита резкая. Размер одного из гнезд 45×45×30 см.

Нередко на поверхности гагата отмечаются небольшие друзовые сростки мелко-кристаллического пирита, а некоторые участки гагатовых тел почти полностью пропитаны дисульфидом железа. Пирит, по-видимому, бывает как сингенетическим, так и эпигенетическим: образованным *in situ* в месте с гагатизацией в результате выпадения железо-сульфидного геля, нало-

женным по механизму псевдоморфного замещения тканей или заполняет поры и микротрещины в гагате.

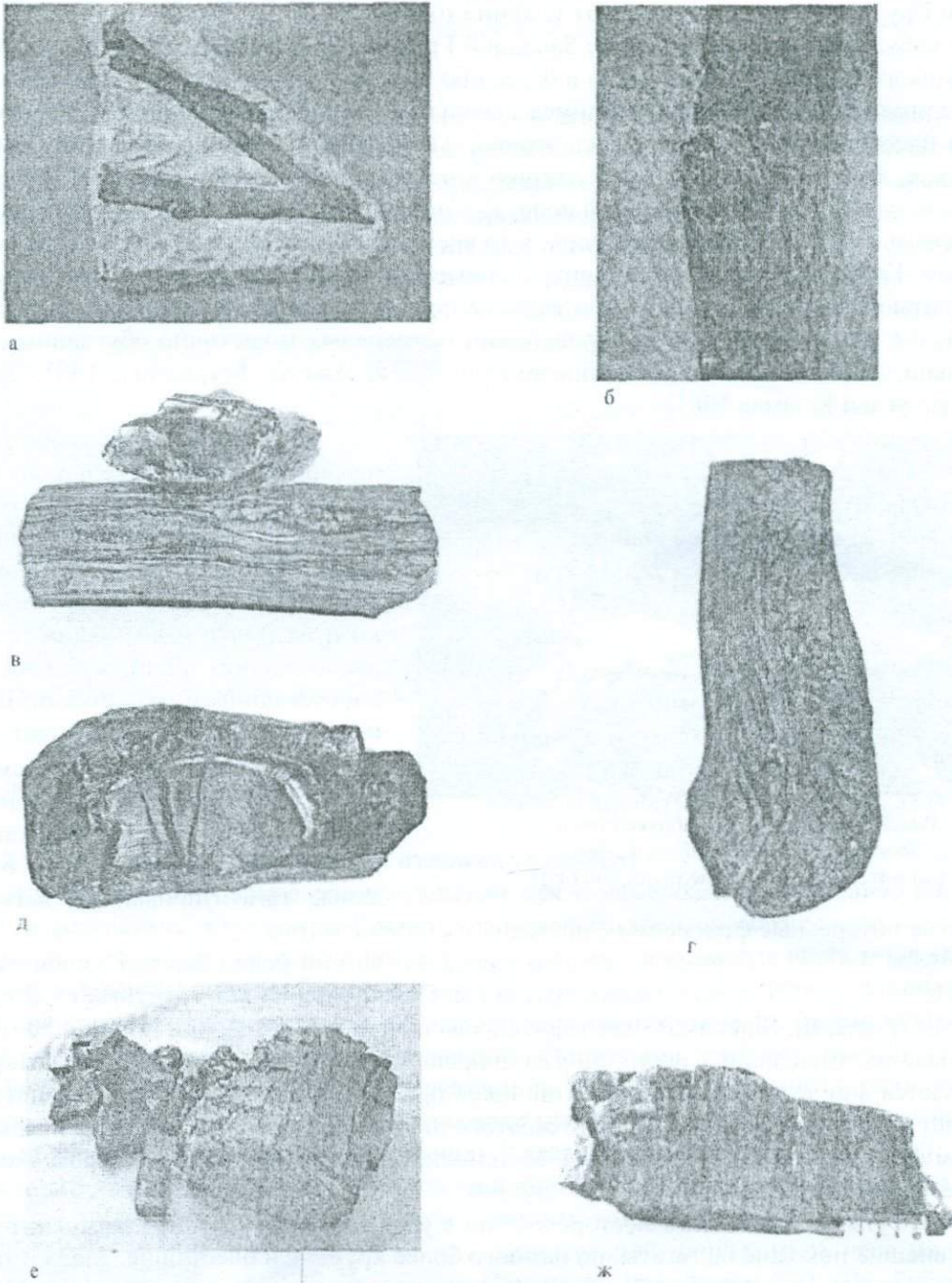


Рис 6. Внешние признаки древесной структуры гагата.

а - гагатизированная ветка дерева - "рогатка" в известняке. Англия, Уитби (по материалам Yorkshire Coast Fossils, 2004 г.); б - то же, на увеличенном фрагменте видны скульптура ствола и основание черенка (по материалам Yorkshire Coast Fossils, 2004 г.); в - гагатизированная ветка извлеченная из песчаника длиной в 170 мм. Западная Грузия, Дзировани (по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.); г - гагатизированная ветка с основанием черенка, извлеченная из песчаника, длина ветки 133 мм. Западная Грузия, Дзировани (из коллекции Ф.Мгеладзе; по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.); д- образец гагата с эллипсовидно вытянутыми годичными кольцами и раковистым изломом. В периферической зоне развита своеобразная отдельность с веерообразно расположенными пластинками, сопровождающая обычно раковистый излом. Длина образца около 120 мм, максимальная толщина до 55 мм. Западная Грузия, Ткибули (по материалам И.Ахвледиани, 2004 г.); е - образец гагата - "полено" с выветрелой корой. Испания, Астурия (по материалам Azabache Association, 2004 г.); ж - образец гагата с продольной волокнистостью Южный Дагестан (по материалам З.Киласония, 1987 г.).

Горный Крым, прибрежно-морские отложения (байос)

В Горном Крыму гагатовые проявления приурочены к угленосными отложениями байоса. Вмещающие породы представлены аргиллитами, алевролитами, кварцевыми и туфогенными песчаниками.

Залегание гагата в Бешуйском месторождении юрского угля в Крыму двух типов. Он большей частью встречается в виде отдельных гнезд, кусков, стволов и ветвей хвойных деревьев как в кровле, так и в почве угольного пласта Эке-Хат, т.е. в пустой породе, но никогда не обнаруживается в самом пласте. Гнезда гагата доходят до 70 см в диаметре. Гальку гагата можно встретить и в современных аллювиальных отложениях. Средний размер обломков гагата 3-5 см, но изредка встречаются более крупные куски и глыбы. В 1880 году из Коушинско-Пикинского лесничества были получены образцы вполне пригодного для поделок гагата, размером до 0,5 м³ (обычно гагат редко встречается в кусках таких размеров). На поверхности гагатных глыб сохраняются реликты древесной коры. Местами сердцевинные лучи минерализованы пиритом (Ахвледиани, 2004; Киевленко, Сенкевич, 1983; Шестаков, 1933; Жемчужников, Гинзбург, 1960).

Болгария, проявления гагата в угольном бассейне лагунного типа (мел)

В Болгарском угольном бассейне гагаты часто находят среди морских глинисто-карбонатных пород. Гагатообразные угли включены в готеривские, аптские, альбские или сеноманские морские осадки. Они залегают, как и на классических месторождениях гагата, в глинисто-мергелистых, в разной степени песчаных породах в виде отдельных изолированных гнезд или линзовидных тел, представляющих собой целые погребенные стволы или фрагменты вышних растений. Гагатовые угли Балканбаса у Белновреха включены в виде отдельных гнезд в угольный пласт, но в основном они встречаются между пластами и в глинисто-мергелистых породах, лежащих непосредственно над угольным пластом (Мандев, 1962, Минчев, 1980).

В гагатах с. Николаево пирит наиболее частое минеральное включение. Встречается он в виде друзовых кристаллических стростков на поверхности веретенообразных линз гагата или заполняет микротрещины. Вокруг включений пирита иногда наблюдаются темнокрасные, непрозрачные ореолы лимонита (гетита). Количество пирита в разных образцах сильно варьирует - его может быть очень много или не быть совсем. Гагатовые угли из Балканбаса содержат незначительные минеральные примеси, среди них главным является сингенетический пирит - мельниковит. Редко встречается эпигенетический пирит, который обычно корродирует углестую массу. Встречается также кальцит, который заполняет микротрещины (Мандев, 1962; Минчев, 1980).

Восточная Грузия, континентальные отложения мелководных бассейнов озерного типа (миоцен)

Гагатоносные отложения верхнесарматского возраста Картлийской депрессии носят ярко выраженный континентальный характер. Мощная (1500 м) толща, сложенная конгломератами, песчаниками и карбонатно-глинистыми породами, накапливалась, по всей вероятности, в мелководном бассейне озерного типа, а частично - в условиях эстуария или дельты. Гагат в третичных отложениях Картлийской депрессии представлен довольно крупными фрагментами, однако лишь с натяжкой его можно отнести к истинным гагатам: в большинстве случаев это либо "незрелые" гагаты, либо лигниты. Образцы обычно слишком хрупкие и часто плохо поддаются полировке (Ахвледиани И, 2004; Киласония, Асланикашвили, 1986; Ажипа, Мурилина, 1981; Хидешели, 1978; Атлас углей Кавказа, 1961).

На Метехском месторождении гагатизированная древесина залегает среди мелко-зернистых песчаников в виде разветвленного на две части ствола. Поперечный разрез ствола овальный, длинная ось его равна 12 см, короткая 7 см. От межветочной части ствола на расстоянии 7 см от нее отходит длинная (до 7 м) линза угольного вещества. Другой обуглившийся ствол имеет овальное сечение. Большая ось овала 28 см, малая 22 см. Часто встречаются стволы и ветви ориентированные под углом к напластованию. В гагатообразных углях Метехского месторождения включения минеральных веществ представлены вкрапленниками кристалликов пирита и кальцита, отложенных в пустотах обычно небольшой величины, расположенных ближе к периферической части залежи.

В Одзиси гагатоносными являются слои глинистого песчаника. Наиболее значительное из проявлений гагата представлено крупными гнездами мощн. 30 см и длиной 80 см. Встречаются и более мелкие линзы, гнезда, желваки.

Гагатообразный уголь Джавского месторождения скорее напоминает лигнит. Он имеет вид обуглившейся древесины с толщиной ствола 0,3 м и длиной около 2 м.

Турция, континентальные отложения в мелководных бассейнах озерного типа (миоцен)

Гагатообразный уголь Олту встречается в виде гнезд и пропластков мощн. 70 – 80 см в мягком, изобилующем остатками растений глинистом песчанике мощн. до 1 м, залегающем между слоями более плотного и бедного растительными остатками песчаника переслаивающегося с известняками. Удивительной особенностью этой разновидности гагата является то, что в момент добычи, до того как его вытаскивают на поверхность, он бывает мягким и твердеет только на воздухе. Это свойство вызывает удивление, так как не характерно для типичных гагатов, а скорее для сапропелитовых углей. Известно например, что Иркутский гагатообразный сапроколлит при добыче очень мягок и легко обрабатывается топором, но на воздухе становится твердым, и топор перестает его брать. Примечательно, что гагатизированные ветки из верхнесарматских отложений Одзиси в обнажениях также сохраняют относительную пластичность, но думается, что причина этого явления несколько иная (Ахвледиани И., 2004; Hizal, 2004).

Обсуждение и заключение

Итак, по основным признакам гагаты являются аллохтонными образованиями с признаками переноса на близкое или дальнее расстояния. В первом случае гагат связан с торфяными болотами и тогда его находят на незначительном удалении от угольных пластов. Во втором, фитогенный материал сносится в водный (в основном морской) бассейн и в таком случае гагаты обнаруживают в качестве самостоятельных тел в осадочных толщах на периферии угольных бассейнов без видимой пространственной связи с угольными пластами. Дальний перенос подтверждается и находением гагата в чисто морских осадках вместе с аммонитами (Англия) и косою слоистостью со знаками ряби во вмещающих песчаниках (Южный Дагестан). Гагаты, приуроченные к юрским и меловым отложениям, как правило, залегают согласно напластованию вмещающих пород, несмотря на часто наблюдаемую косослоистость. Однако в породах верхнего сармата - нацхорской свиты, гагатовые тела ориентированы несогласно к вмещающим породам и без определенного направления к слоистости. Это обстоятельство дает возможность заключить, что процесс гагатообразования в отложениях юры и мела происходил на месте гибели высших растений и был синхронным литогенезису, а в нацхорской свите материал является переотложенным и привносился реками и временными потоками при периодических наводнениях.

Гагат встречается в угленосных толщах преимущественно в виде удлинённых линз, округлых и овальных гнезд или неравномерных желваков. Включения могут походить и на "пропластки", но прерывистые и быстро выклинивающиеся по простиранию. Гагат никогда не встречается в виде выдержанных пластов. Распределение гагатизированных фрагментов в осадке хаотично.

Вмещающими породами служат битуминозные сланцы или песчанисто-глинистые отложения (юрские и частично меловые бассейны), глауконитовые песчаники (меловые отложения департамента Од), грубые конгломераты и кварцевые песчаники (дельтовые фации юры и континентальные отложения миоцена). В битуминозных сланцах гагатсодержащие пласты бывают перекрыты большими дисковидными плитами известняка, в песчано-глинистых отложениях - запечатаны в сильно затвердевшую песчанистую глину.

Иногда в разрезах отчетливо видно, что гагатовые желваки, гнезда или линзы являются в действительности не чем иным, как целыми стволами, ветвями или различными фрагментами спрессованной древесины, размеры которых могут быть совершенно различными - от нескольких сантиметров до 1-2 м. Известны гагатовые тела длиной до 3-4 м, а иногда и 7-8 м. По всей видимости, это почти предельные значения и обусловлены они высотой ствола исходного растения. Диаметр стволов достигает 50–70 см, но наиболее часто толщина даже крупных фрагментов колеблется от 20 до 50 мм.

В обнажении можно зафиксировать поперечный срез ствола крупного гагатизированного дерева и тогда ширина фрагмента небольшая, а по падению он может быть существенной протяженности. В таком случае выработка приобретает вид штольни или туннеля (рис.3). Если наоборот, то в обнажении присутствует ствол дерева, ориентированный по длине, выработка начинает походить на неглубокую галерею (рис.5). По расположению пленки вмещающей

породы, с одной стороны, и продольной волокнистости на поверхности гагатого фрагмента, с другой, можно судить о позиции ствола или фрагмента ствола при захоронении.

Древесное строение гагатов почти всегда заметно даже невооруженным глазом на некоторых боковых сторонах обломков или блестящем раковистом изломе - годовичные кольца, ходы червей короедов, "свилеватость" на месте наростов на стволе, "петельчатость", продольная волокнистость, ребристость или другие особенности рельефа внешней поверхности ствола, разветвления, сучки на месте обломанных ветвей и основание черенков (рис.б, а-ж). Иногда напротив структура бывает визуально почти однородной и тогда внешних признаков растительной ткани не видно. Гагат приобретает гудроноподобный облик .

На фрагментах гагата намечаются 4 зоны: центральная; периферическая; зона окисления; зона контакта. Такая зональность может наблюдаться на любых фрагментах независимо от того какая часть стебля попала в захоронение, так как все фрагменты имеют самостоятельный монолитный характер. Когда древесина является обломком стебля с сердцевиной, в центральной зоне лигнито-целлюлезные ткани с ясно выраженными истинными или ложными годовичными кольцами, сохранены лучше и чисты от примесей. Поверхность может быть слегка или заметно шероховатой. В периферической зоне таких фрагментов могут наблюдаться радиальные трещины, которые заполнены минеральным веществом и терригенным материалом. Трещин может не быть, зато выделяется узкая зона, где материал на вид более блестящий, однородный и гладкий, чем в центральной зоне, однако в косом освещении и здесь становятся видны годовичные слои. Окисленная зона или кора, развитая по периферии фрагмента гагата, имеет мощн. от 1 до 4 мм, но может и вовсе отсутствовать. Она хрупкая, покрыта трещинами и крошится. Окисленная кора в проходящем свете слабо прозрачна. Развитые в ней многочисленные трещины нередко достигают поверхности фрагмента. Часто около трещин наблюдаются окисленные ореолы лимонита. Окисление в таких случаях затрагивает и включения пирита. Иногда четко очерченный ореол желтовато-бурого лимонита сопровождает гагатовое тело и в обнажении. Контактная зона представлена пленкой вмещающих пород. Извлеченный гагат-сырец почти всегда сохраняет пленку вещества вмещающих пород: синева-серую пленку из квасцовой глины – "шпат"; пленку влажной глины – "белок" и т.д.

Для гагата-сырца характерна трещиноватость. Старатели говорят, что гагат может треснуть по "коже" или по "мясу", т.е. трещины бывают в основном двух типов: трещины усыхания; трещины сокращения.

Трещины усыхания (рис.2,ж) появляются на воздухе у некоторых разновидностей гагата из-за резкого изменения среды: потери влаги, смены температурного режима, воздействия окислительных процессов. Поэтому поверхность гагата-сырца часто покрыта сетью мелких и неглубоких трещин, затрагивающих только внешние слои, оболочку, т.н. "зону окисления". Кроме того, в гагате можно выделить радиальные трещины на фоне годовичных колец (рис.2,е), картину типичную для высыхающего дерева и концентрические трещины усыхания, проходящие по годовичным слоям. Древесина, послужившая основой для образования гагата, несомненно, попала в захоронение в виде отдельных крупных и мелких фрагментов и пластинок в результате дезинтеграции ствола до процесса гагатизации. Однако анализ некоторых образцов заставляет предположить, что, возможно, имело место окисление и разламывание крупных кусков уже превращенного в гагат дерева на дугообразные пластинки именно по годовичным слоям еще до окончательного захоронения фрагмента. Некоторые параллельные трещины, видимо, проходят по плоскостям напластования и являются трещинами кливажа. Трещины кливажа в основном возникают при тектонических воздействиях. На плоскостях у некоторых разновидностей гагата наблюдается чешуйчатая или скорлуповатая текстура.

Трещины отдельности или трещины сокращения (рис.2,д), что в случае гагата одно и то же, возникают в результате сжимающих или растягивающих давлений при мумификации древесины в гагат. Они всегда идут вертикально к плоскости напластования и имеют гладкую поверхность. Обработчики называют их "суставами". Эти крупные трещины, иногда четко, а иногда лишь очень смутно различимые на глаз, могут разбивать тело гагата на отдельные пластины или призмы, в крайне редких случаях трехгранные или шестигранные в поперечном сечении.

Еще одной характерной чертой образцов гагата является раковистый излом (рис.б,д; рис.2,г). Под изломом понимают характер поверхности, которая получается в результате разламывания угля не по плоскостям напластования или отдельности. Особенностью рако-

вистого излома является концентрическая зональность. Концентрическую зональность на раковистом изломе считают отражением древесного строения гагата, полностью отождествляя ее с проявлением на поверхности истинных или ложных годичных колец, что, по-видимому, не совсем верно. Чаще текстура, выявляющаяся на поверхности раковистого излома, напоминает строение "глазковой" отдельности.

Глазки представляют собой своеобразные поверхности раскалывания однородного углеродного вещества. Они напоминают те явления, которые происходят при отрывании кусков вара или полутвердой смолы. Между раковистым изломом и настоящими глазками существует ряд переходов, из чего можно заключить, что между ними имеется и генетическая связь.

Раковистый излом на гагате часто сопровождается отдельностью необычной формы наподобий веера и другими странными дугообразными неоднородностями (см. рис.6, д; рис.2, г). Возможно, они также являются формами переходными между раковистым изломом и "глазковой отдельностью" характерной для витренов и связаны с гелеобразным состоянием вещества. Интересно было бы привлечь для объяснения этих явлений и материал по смолам, пропитывающим исходную древесину. Скорее всего наличие смол и места их расположения в стволе сыграли не последнюю роль в образовании иногда бессистемных, а иногда с некой закономерностью повторяющихся неоднородных микротекстур гагата.

Излом бывает не только раковистым, но и струйчатым (рис.2,з). Струйчатый излом более характерен для слабо гелифицированных, хрупких разновидностей гагата и должен отражать их меньшую однородность, лучшую сохранность в них древесной основы и, возможно, наличие более тощей исходной древесины.

Гагат является типоморфным образованием. Собранные нами данные об особенностях его залегания и текстуры, а также сопутствующих минералах и процессах, могут послужить основой для палеогеографических и палеофлористических построений. Приведенный материал рассматривается нами, также как основа для создания "Атласа гагата" (часть I).

Литература

- Ажипа В.П., Мурилина М.И. (1981) Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни в Грузинской ССР за 1978-80 гг. Т. I-II. М. С. 139-158.
- Атлас углей Кавказа (1961) //М.: Из-дво АН СССР. 157 с.
- Ахвледиани И.Р. (2004) Гагатоносные бассейны //Тр.ГИН АН Грузии.Нов. сер. Вып.119. С. 667-675.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.Н. (1960) Основы петрологии углей //М.: Изд-во АН СССР.400 с.
- Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н.(1983) Геология месторождений поделочных камней. М.:Недра. 262 с.
- Киласония З.Н., Асланикашвили Н.А. (1986) Некоторые особенности гагатов Кавказа. Отчет КИМС.117с.
- Муллер Э. (1991) Гагат. М.: Изд-во Мир.167 с.
- Мандев П. (1962) Върху произхода на някой гагатни въглища от Северна България. //Годишник на Софийский университет "Климент Орхидски". Геологогеографически факултет. Т.55. Кн.2-Геология. С. 1-36.
- Минчев Д.Г. (1980) Гагатът в Мизийската плоча (Плевенского) //Годишник на Софийский университет "Климент Орхидски". Геологогеографически факултет. Т.72. Кн.1-Геология. С. 247-277.
- Хидешели Н.А. (1978) Прогнозная оценка юрских угленосных и третичных вулканогенных формаций Грузии на цветные и облицовочно-декоративные материалы за 1976-1978 годы. Отчет о НИР. КИМС.Тбилиси. 378 с.
- Шестаков А.(1933) Гагат //Экономика и культура Крыма. №1. С. 10-12.
- Petrova R., Minchev D., Nikolov Zdr. (1985) Comparative investigation of gagate and vitrain from the Balkan coal basin //Intern.J.of Coal Geology. V.5. №3. P.275 –280.
- Hizal D. (2004) Oltu Stone //www.Yahoo.com "Oltu Stone".
- Seward A. (1904) The Jurassic Flora //Br. Museum Publ. Part II. London. 100 p.

- Suarez de Centi Alonso C., Diaz Gonzales T., Valenzuela M., Gutierrez Villarias M., Moreiras Blanco D. (2003) Informe previo de las características geológicas, paleobotánicas y de las propiedades físicas del azabache de Asurias //Universidad de Oviedo. 26 p.
- Whitby Jet. (2004) //www.whitbyjet.co.uk
- Yorkshire Coast Fossils. (2004) //www.ycfossils.force9.co.uk/witby

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ ВЫРАЩИВАНИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ ОКСИОРТОСИЛИКАТА ЛУТЕЦИЯ И ИССЛЕДОВАНИЕ ИХ СЦИНТИЛЛЯЦИОННЫХ СВОЙСТВ

**М.И.Намталишвили, А.А.Микаберидзе, Н.В.Башарули, З.Г.Размадзе,
П.В.Магалашвили**

Определение оптимальных условий выращивания монокристаллов оксиортосиликата лутеция и исследование их сцинтилляционных свойств. М.И.Намталишвили, А.А.Микаберидзе, Н.В.Башарули, З.Г.Размадзе, П.В.Магалашвили. Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (geolog@gw.acnet.ge)

На основе оптически совершенных, крупных монокристаллов оксиортосиликата лутеция, легированных ионами церия - LSO:Ce были получены перспективные монокристаллические сцинтилляторы для ядерной спектроскопии (детекторы γ -излучения) и позитрон- эмиссионной томографии. Традиционно в Отделе физической кристаллографии Института геологии монокристаллы выращивались методами вертикально и горизонтально направленной кристаллизации (модифицированный метод Стокбаргера-Бриджмена). Наши предварительные исследования показали, что наиболее совершенные кристаллы выращиваются методом горизонтально направленной кристаллизации. В этом случае комбинация элементов направленной кристаллизации выгодно совмещается с элементами зонной плавки. В итоге химическая чистота кристаллов возрастает. Методом Стокбаргера-Бриджмена были получены монокристаллы LSO:Ce различных размеров следующих параметров: время высвечивания – не более 40-43 нс; энергетическое разрешение (R,%) при возбуждении радионуклидом ^{137}Cs (E=662 кэВ) – не хуже, чем 11-13%; световой выход по отношению к сцинтиллятору NaI(Tl) размером $[10 \times 10 \times 2]$ мм³ при возбуждении радионуклидом ^{137}Cs (E=662 кэВ) – 70-76%.

ლუტეციუმის ოქსიორტოსილიკატის მონოკრისტალთა ზრდის ოპტიმალური პირობების განსაზღვრა. მანამთალიშვილი, ა.ამიქაბერიძე, ნ.ბაშარული, ზ.გ.რამაძე, პ.ვ.მაგალაშვილი. საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მ.ალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (geolog@gw.acnet.ge)

დიდი ზომის, ოპტიკურად სრულყოფილი, ცერიუმით ლეგირებული ლუტეციუმის ოქსიორტოსილიკატების – LSO:Ce მონოკრისტალების საფუძველზე მიღებული იქნა პერსპექტიული სცინტილაციური მასალები ბირთვული სპექტრომეტრიისათვის (γ -გამოსხივების დეტექტორები) და პოზიტრონ ემისიური ტომოგრაფიისათვის. ტრადიციულად გეოლოგიის ინსტიტუტის ფიზიკური კრისტალოგრაფიის ცენტრში მონოკრისტალების გაზრდა ხორციელდებოდა ვერტიკალურად და ჰორიზონტალურად მიმართული კრისტალიზაციის მეთოდებით (მოდულირებული სტოკბარგერ-ბრიჯმენის მეთოდი). ჩვენმა წინასწარმა გამოკვლევებმა გვიჩვენეს, რომ ყველაზე სრულყოფილი კრისტალები იზრდება ჰორიზონტალურად მიმართული კრისტალიზაციის მეთოდით. ამ შემთხვევაში მიმართული კრისტალიზაციის ელემენტების კომბინაცია ხელსაყრელად თავსებადი ზონური დნობის ელემენტებთან. კრისტალიზაცია მიმდინარეობს საკმარისად განვითარებული მდნარის სარკის პირობებში, რაც ხელს უწყობს არასასურველი მინარევების ამოფრქვევას. ასეთ პირობებში იზრდება კრისტალების ქიმიური სისუფთავე. სტოკბარგერ-ბრიჯმენის მეთოდით მიღებულ იქნა სხვადასხვა ზომების LSO:Ce სცინტილატორები შემდეგი პარამეტრებით: ქრობის დრო-არა უმეტეს 40-43 ნსმ.; ენერჯიის გარჩევის უნარი (R,%) ^{137}Cs -ით დასხივებისას (E=662 კეВ) არანაკლებ 11-13 %-ისა; სინათლის გამოსავალი $[10 \times 10 \times 2]$ მმ³ ზომის NaI(Tl) შედარებით ^{137}Cs -ით (E=662 კეВ) დასხივებისას არანაკლებ 70-76 %-ისა.

The Definition of Optimal Conditions of Lutetium Oxyorthosilicate Single Crystals Growth. M.Namtalishvili, A.Mikaberidze, N.Basharuli, Z.Razmadze, P.Magalashvili. Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st., 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (geolog@gw.acnet.ge)

In the present work perspective crystal scintillators based on the large, optically perfect Ce - doped lutetium oxyorthosilicate single crystals LSO:Ce for nuclear spectrometry (γ - Ray Detectors) and positron emission tomography have been received. Traditionally in the Department Physical Crystallography of the Institute of Geology single crystals were grown by the vertically and horizontally directed crystallization methods (modified Stockbarger-Bridgman method). Our preliminary investigation has shown that the most perfect crystals are grown by the method of horizontally directed crystallization. In this case, the elements of directed crystallization are combined with the zone melting advantages. Crystallization is carried out in the conditions of sufficiently developed mirror of melting, which helps the evaporation of undesirable impurities. As a result in this case the chemical purity of crystals increases and the crystals had the following parameters: decay time - not more than 40-43 ns; energy resolution (R,%) over ^{137}Cs - not worse than 11-13 %; light output with respect to $[10 \times 10 \times 2]$ mm³ NaI(Tl) at irradiation by ^{137}Cs (E=662 keV) – not less than 70-76 %.

В настоящее время значительное количество монокристаллических сцинтилляционных материалов используется для создания детекторов, регистрирующих гамма-излучение в области от 15 до 511 кэВ, в основном потому, что кванты этих энергий могут быть относительно просто получены при помощи рентгеновских источников и радиоизотопов. Поэтому наша область исследований сцинтилляционных материалов не выходит за пределы использования гамма-излучения в области от 5 до 662 кэВ. Наиболее перспективным сцинтиллятором является монокристалл оксиортосиликата лютеция, легированный редкоземельными ионами церия (LSO:Ce) (Antich at al., 2000; Casey at al., 1998; Kapusta at al., 1999; Lempicki, Glodo, 1998; Melcher, Schweitzer, 1991). Этот кристалл обладает высокой плотностью $7,4 \text{ г/см}^3$, не гигроскопичный и показывает до 75% световыхода по отношению к NaI(Tl).

Монокристаллы оксиортосиликатов лютеция, легированные ионами Ce-(LSO:Ce), выращивались из расплава в атмосфере ($0,8\text{N}_2+0,2\text{He}$) при температуре плавления 2050°C методами вертикально и горизонтально направленной кристаллизации (метод Стокбаргера-Бриджмена) на кристаллизационных установках "Гранат – 2М" и "Сапфир – 2М". Метод эффективен для получения новых перспективных кристаллических материалов. Ранее этот метод успешно применялся нами для выращивания оптически совершенных тугоплавких монокристаллов, таких как гранат, лейкосапфир, шпинель, а в нашем случае и оксиортосиликаты лютеция (Амаглобели и др., 2004; Dorenbos at al., 1994; Ludziejewski, Moszyńska, 1995; Namtalishvili at al., 2005). В настоящей работе приведены результаты 26 кристаллизаций методом вертикально направленной кристаллизации и 8 кристаллизаций методом горизонтально направленной кристаллизации.

В целях определения оптимальных условий выращивания кристаллов LSO:Ce варьировались следующие параметры: процентное содержание Ce от 0,1 до 0,25 вес.%; размер контейнера – молибденовой трубки d – от 8 до 12 мм, L – от 100 до 150 мм; время гомогенизации – от 5 до 8 час.; скорость роста – от 0,5 до 2,4 мм/час; температурный градиент – от 60 до 80°C ; давление рабочего газа от 1,15 до $1,25 \text{ кг/см}^2$. Как показали наши предварительные исследования, температурный градиент оказывает существенное влияние на механические и оптические свойства выращиваемых монокристаллов оксиортосиликатов лютеция. При выращивании монокристаллов с увеличением температурного градиента возрастает внутреннее напряжение, но зато тем меньше примесных дефектов в синтезированных образцах. При возрастании температурного перепада ($\Delta T > 90^\circ\text{C}$) кристаллы, как правило, растрескиваются. Внутреннее напряжение снималось отжигом при температурах порядка $1800 - 1850^\circ\text{C}$. При малых температурных перепадах порядка $20 - 30^\circ\text{C}$ захват примесей больше, но кристаллы растут ненапряженными, более совершенными. Полученные результаты: поликристаллическая шихта для выращивания монокристаллических образцов; блочные кристаллы, из которых возможно получение отдельных небольших, размерами до нескольких миллиметров, образцов ($3 \times 3 \times 2 \text{ мм}^3$; $4 \times 4 \times 2 \text{ мм}^3$; $4 \times 4 \times 3 \text{ мм}^3$; $5 \times 5 \times 2 \text{ мм}^3$) для проведения тестовых измерений сцинтилляционных свойств, рентгенофазового анализа, а также спектрометрических и интерферометрических измерений (определение оптической однородности методом лазерной интерферометрии). Для получения оптически совершенных монокристаллов более крупных размеров необходимо уменьшение скорости роста, определение оптимальных значений температурного перепада, а также усовершенствование методов синтеза исходной шихты и методов контроля и управления процесса выращивания монокристаллов. Одно из решающих условий выращивания высокосовершенных монокристаллов – постоянство основных условий кристаллизации, особенно ее градиентов и роста. Нестабильность приводит к появлению в кристаллах различного рода дефектов. Развитие методов и средств контроля обусловлено стремлением к увеличению объема информации о результатах воздействия на кристалл. По характеру получаемой информации методы контроля процесса кристаллизации могут быть разделены на несколько групп: измерение энергетических параметров – напряжения, тока, мощности нагревателя и т.д.; измерение аппаратурных параметров – температуры нагревателя, температуры контейнера, скорости перемещения контейнера и т.д.; контроль тепло- и массообмена, положения и формы межфазной границы, массы и сечения кристалла, концентрации посторонних примесей в кристалле; определение характеристик кристалла – состава, структуры, дефектов.

Монокристаллы LSO:Ce более крупных размеров и с лучшими оптическими свойствами были выращены модифицированным методом Стокбаргера-Бриджмена из расплава в определенном кристаллографическом направлении в инертной (азот+водород) или (аргон+водород) атмосфере. Наиболее совершенные кристаллы были получены методом горизонтально направ-

ленной кристаллизации. В этом случае элементы направленной кристаллизации выгодно совмещаются с зонной плавкой и химическая чистота кристаллов возрастает.

Метод Стокбаргера – Бриджмена позволяет выращивать монокристаллы LSO:Ce на затравку, расположенную в начальной узкой части молибденовой лодочки. Кроме этого одной из основных задач настоящей работы являлось доказательство возможности выращивания монокристаллов оксиортосиликатов лютеция, легированных ионами церия, методом направленной кристаллизации в молибденовых контейнерах. Функциональные характеристики этих кристаллов не должны быть хуже, чем кристаллы, выращенные методом Чохральского в иридиевых тиглях. Контрольные измерения оптической однородности, светового выхода и времени послесвечения образцов кристаллов LSO:Ce это подтвердили. Нам представляется, что использование молибденовых лодочек вместо иридиевых тиглей значительно понизит стоимость этих кристаллов. Наиболее хорошие результаты были получены нами методом горизонтальной направленной кристаллизации в следующих опытах: размеры молибденовых контейнеров – 80×35×20 мм и 120×45×25 мм; процентное содержание Ce – 0,1 и 0,18 вес. %; температура плавления – 2050°C; время гомогенизации – 8 и 10 часов; скорость роста – 0,8 и 1,2 мм/час.

Температурный градиент варьировал в зависимости от геометрии контейнера и системы “экран - нагреватель”. Рост, как правило, сопровождался растрескиванием кристалла из-за образующихся в процессе роста внутренних напряжений. Однако при этих параметрах удалось вырезать оптически однородные монокристаллические блоки размерами 4×4×3 мм³; 5×5×3 мм³; 5×5×4 мм³ и т. д. Проанализированы результаты работы и запланированы изменения технологических условий для получения более крупных и совершенных кристаллов.

На степень стабильности условий выращивания оксиортосиликатов лютеция, как и в случае выращивания большинства тугоплавких кристаллов, существенно влияют скорость выращивания и градиенты температуры. Конкретное значение скорости кристаллизации связано с определенными температурными условиями и, прежде всего, с характером температурного поля и градиентами температуры на фронте роста. Процессы тепло и массо-переноса при выращивании монокристаллов тугоплавких диэлектриков являются сложными, поскольку сопровождаются физическими и химическими процессами, определяющими их свойства. Анализ проведенных нами технологических циклов показал, что, как правило, увеличение скорости роста сопровождается образованием фаз (данные рентгенофазового анализа), захватом большого числа примесей, образованием микро- и макродефектов.

С уменьшением скорости роста обеспечивается стабильность условий кристаллизации и в результате происходит рост наиболее совершенных, оптически однородных кристаллов. Исследования проводились на поляризационном микроскопе “Полам Л-211”. При выращивании монокристаллов оксиортосиликатов лютеция LSO:Ce особое внимание уделялось изучению зависимости механических и физических свойств синтезированных кристаллов от температурного градиента. Исследования показали, что чем больше температурный градиент, тем больше внутренние напряжения кристаллов, но зато тем меньше примесных включений. А при определенном возрастании температурного перепада кристаллы, как правило, растрескиваются. Определены наиболее оптимальные величины температурных перепадов при выращивании монокристаллов LSO:Ce методами горизонтальной и вертикальной кристаллизации (модифицированный метод Стокбаргера-Бриджмена). Как правило, несоответствие скорости роста или температурного перепада, падение давления воды и связанный с этим перегрев камеры, колебания температурного режима приводило к нарушению оптимальных условий кристаллизации. Результатом являлось образование блочных кристаллов, поликристаллических образцов либо кристаллов с большой концентрацией примесей и большим числом трещин и дислокаций. Были получены оптически совершенные кристаллы LSO:Ce размерами 5×5×1,5 мм³; 4×4×2 мм³; 5×5×1 мм³; 10×10×10 мм³.

Методом лазерной интерферометрии определялась оптическая однородность синтезированных кристаллов, выращенных методом Стокбаргера-Бриджмена. При этом в качестве основной характеристики степени однородности кристаллов использовалось изменение показателя преломления Δn . Измерения Δn проводились на кристаллах разной ориентировки и размеров. При определении Δn вдоль оси роста кристаллов интерференционные полосы ориентировались параллельно этому направлению. Расчет Δn вели по формуле $\Delta n = N\lambda/2d$, где N – число пар светло-темных полос; λ – длина волны проходящего через кристалл света ($\lambda = 0,6328$ мкм); d – длина кристалла. Кроме неравномерного распределения примесей по сечению кристалла, обра-

зованию Δn могут способствовать также термоупругие напряжения, являющиеся следствием неудовлетворительного отжига, и разного рода неоднородности структуры решетки кристаллов.

В лабораториях CERN (Швейцария), Института кристаллографии РАН (Москва) и Объединенного института ядерных исследований (Дубна) нами были также проведены измерения таких основных параметров, как энергетическое разрешение, время высвечивания и световой выход в относительных единицах. Лучшие образцы оптически однородных кристаллов дали следующие результаты: энергетическое разрешение по отношению ^{137}Cs не хуже 11–13%; время затухания люминесценции – не больше 41–43 нс; световой выход – 70–76 % относительно NaI (Tl).

В процессе выращивания кристаллов исследовались также процессы, происходящие на фронте роста. Выращивание высокосовершенных монокристаллов строго заданного состава в сильной степени зависит от кинетики на фронте роста. Так как в данном методе нельзя визуально наблюдать положение фронта роста, то процесс мы вели либо в режиме спонтанного зарождения, либо проводили кристаллизацию на затравку. Нарушение стехиометрического состава исходного вещества, а также накопление посторонних примесей, в том числе активатора, вблизи фронта роста приводило к нарушению его морфологической устойчивости. Это нарушение обусловлено эффектом концентрационного переохлаждения, заключающегося в том, что при накоплении примесей температура плавления изменяется. Как правило, она снижается, что ведет к существенному переохлаждению, и, как следствие этого, к увеличению скорости роста.

Среди кристаллографических процессов особое место занимает кинетика, развиваемая на фазовой границе. Показано, что она определяется двумя механизмами – нормальным и тангенциальным, от проявления которых в большей степени зависит качество кристаллов. Механизмом нормального роста обеспечивалась наивысшая гомогенность фазового состава монокристаллов.

Изучение зависимости качества выращиваемых кристаллов от скорости роста и температурного градиента показало, что наиболее совершенные кристаллы получены при скоростях роста от 0,8 до 1,6 мм/час и температурных градиентах порядка $80^\circ/\Delta X$. Исследования, проведенные нами, указывают на то, что с увеличением температурного градиента увеличивается внутреннее напряжение в растущих кристаллах, но тем меньше число захватываемых примесей. При выращивании кристаллов LSO:Ce методом вертикально направленной кристаллизации (модифицированный метод Стокбаргера – Бриджмена) использовалась конструкция трубчатого молибденового нагревателя с двумя диафрагмами, что давало возможность регулировать температурный перепад. Температурный перепад вдоль оси нагревателя кристаллизационной установки “Гранат 2М” измерялся с целью оптимизации технологии выращивания монокристаллов LSO:Ce. Измерение температур проводились для пары диафрагм с различными диаметрами.

Все полученные образцы кристаллов LSO:Ce проходили тестирование на однородность фазы (рентгеновский фазовый анализ). Рентгеновский фазовый анализ всех кристаллических образцов проводился на рентгеновском дифрактометре “ДРОН – 2,0”. LSO принадлежит к группе оксиортосиликатов редкоземельных элементов. Кристаллическая структура в данной группе изменяется от моноклинной P до моноклинной C в зависимости от радиуса трёхвалентного редкоземельного иона. В случае LSO, Lu^{3+} имеет небольшой ионный радиус (0,0848 нм.), кристалл принадлежит к моноклинной сингонии, пространственная группа симметрии C2/c. Основной полиэдр в данной структуре – SiO_4 – тетраэдр. SiO_4 – тетраэдры изолированные. С точки зрения кристаллохимии, формула LSO должна записываться $\text{Lu}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$, т.к. оксиортосиликат лютеция относится к силикатам, в структуре которых, кроме ионов кислорода, принадлежащих SiO_4 – тетраэдрам, присутствуют изолированные (свободные) ионы кислорода. Свободные ионы кислорода связаны с некоторыми ионами лютеция “мостиковыми” связями, более короткими, чем все остальные связи в данной структуре. Один из ионов лютеция – Lu1 – окружен семью кислородами. Его координационный полиэдр образован пятью кислородами, принадлежащими SiO_4 – тетраэдрам, и двумя “свободными” кислородами. Другой ион лютеция – Lu2 – находится в окружении шести кислорода, образующих искаженный октаэдр. Четыре кислорода, входящих в этот октаэдр, являются кислородами тетраэдров, остальные два – “свободными”. Таким образом, координационное число по кислороду для Lu1 равно 7, а для Lu2 – 6. Когда LSO легируется церием, церий занимает позиции основных ионов (Lu^{3+}) в виде трехвалентных ионов (Ce^{3+}). Поскольку в структуре LSO ионы лютеция занимают две различные кристаллографические позиции, то и трехвалентные ионы церия также имеют две позиции, то есть в LSO существуют два типа центров свечения. С целью получения оптимальных значений температур-

ных перепадов при выращивании монокристаллов LSO:Ce методом вертикально и горизонтально направленных кристаллизаций (метод Стокбаргера – Бриджмена) на установках “Гранат – 2М” и “Сапфир – 2М”, нами будет продолжено исследование зависимости температурного градиента от мощности подаваемой на нагреватель.

Образцы для люминесцентных и сцинтилляционных измерений отжигались в восстановительной атмосфере (низкого потока $\text{Ar}+\text{H}_2$) при температуре 1200 °С в течение 20 часов для улучшения их свойств. Параллелепипеды с передней и задней плоскостями размерами $5 \times 5 \times 2$ мм³ и одной полированной поверхностью были использованы для люминесцентных измерений. Специальные тонкие образцы толщиной 0,3-0,4 мм с полированными передней и задней плоскостями изготавливались для измерения спектра поглощения. Для сцинтилляционных измерений изготавливались образцы размерами $10 \times 10 \times 10$ мм³ с полированными поверхностями. Для измерения термостимулированной люминесценции изготавливались полированные пластинки размерами $10 \times 10 \times 1$ мм³. Спектр оптического пропускания кристаллов LSO:Ce при 300 К представляет полосы поглощения, соответствующие электронным переходам из 4f основного состояния иона Ce^{3+} на расщепленные 5d уровни. Спектр содержит широкие полосы Ce^{3+} с пиками при 260, 295 и 360 нм (переходы 4f → 5d). Пики поглощения при 263, 296 и 356 нм были связаны с эмиссией C1, тогда как пики при 326 и 376 нм связаны с эмиссией Ce2. Упрощенная структура уровней энергии ионов Ce содержит возбужденный уровень 5d, содержащий пять линий с шагом приблизительно 0,35 эВ, и 4f дуплет основного состояния ($^2F_{7/2}$ и $^2F_{5/2}$) с шагом 0,25 эВ.

В процессе выполнения настоящего исследования использовались методы изучения зависимости светового выхода и энергетического разрешения от энергии γ -квантов, температуры, концентрации ионов церия, времени люминесценции, длины кристалла и кристаллографической ориентации. Измерялись такие характеристики сцинтилляционных кристаллических образцов, как световой выход, энергетическое разрешение и время высвечивания. Наиболее совершенные образцы кристаллов дали следующие результаты: время высвечивания – не более 43 нс; энергетическое разрешение (R, %) при возбуждении радионуклидом ^{137}Cs (E=662 кэВ) – не хуже, чем 11-13%; световой выход по отношению к сцинтиллятору NaI(Tl) размером $10 \times 10 \times 2$ мм³ при возбуждении радионуклидом ^{137}Cs (E=662 кэВ) – 70-76%. Результаты, полученные нами обеспечат создание сцинтилляционных материалов для ядерной спектрометрии и позитрон-эмиссионной томографии на основе монокристаллов оксиортосиликатов лютеция, легированных Ce. Измерения ТСЛ выполнялись после рентгеновского облучения в диапазоне температур от комнатной до 300°С. Для изучения влияния концентрации церия на световыход кристаллов $\text{Lu}_2\text{SiO}_5(\text{Ce})$ были исследованы сцинтилляторы размером $10 \times 10 \times 10$ мм³, вырезанные в форме параллелепипедов, с концентрацией $\text{Ce}=(0.15, 0.20 \text{ и } 1.5\%)$. Кристаллы облучались источником гамма квантов ^{137}Cs с энергией $E_\gamma = 662 \text{ keV}$. Было обнаружено, что увеличение концентрации церия - с уровня 0.15% до уровня 1.5% приводит к уменьшению световыхода от значения 1 до 0.77 в относительных единицах. Опираясь на полученные результаты, в дальнейших исследованиях мы использовали кристаллы с концентрацией церия $C_{\text{Ce}}=0.15$ и 0,20. Среди люминесцирующих веществ кристаллофосфоры выделяются своим длительным послесвечением. Исследования показали, что последнее обусловлено наличием ничтожных количеств посторонней примеси, чаще всего тяжелых металлов, или дефектов кристаллической решетки. Посторонняя примесь или дефект решетки вместе с ближайшими ионами (или атомами) основного вещества является тем образованием, именуемым центром люминесценции, которое определяет спектр излучения. При возбуждении, как правило, происходит ионизация центров свечения. Возникающие при этом свободные электроны временно захватываются в основном веществе фосфора, в так называемых местах захвата, или иначе – ловушках. Наличие ловушек является причиной длительного затухания послесвечения возбужденных кристаллофосфоров. Согласно С.И.Вавилову, явления люминесценции могут быть разбиты на три вида: спонтанные, метастабильные, рекомбинационные. Первые два вида: при возбуждении люминесцирующие образования переходят в возбужденное состояние, а затем с излучением в исходное. Если при этом вероятность релаксации возбужденного состояния не зависит от температуры, то имеет место спонтанная люминесценция (флуоресценция), если зависит - то метастабильная. При рекомбинационной люминесценции при возбуждении происходит ионизация люминесцирующих образований. Излучение возникает при последующей рекомбинации ионизированных центров со свободными электронами. Скорость затухания при рекомбинационном механизме свечения, как правило, с течением времени постепенно уменьшается. Закон затухания носит гиперболический характер. В

двойных логарифмических координатах кривые затухания свечения часто имеют вид прямых. Скорость затухания зависит от степени возбуждения фосфора – она тем больше, чем сильнее было возбуждение. Скорость затухания зависит также от температуры – она резко возрастает с нагреванием. При достаточно высоких температурах (обычно это происходит при температурах выше комнатной) яркость свечения начинает быстро падать – наступает явление температурного тушения. Вследствие разделения зарядов при возбуждении кинетика свечения фосфоров, как правило, оказывается нелинейной. При возбуждении возникает равная концентрация n разделённых зарядов – электронов и ионизованных центров. Если при этом предположить вероятность рекомбинации электрона с ионизованными центрами пропорциональной их числу, то при затухании число рекомбинаций в единице объема в единицу времени равно:

$$\frac{dn}{dt} = -pn^2, \quad (1)$$

t – время; p – некоторая постоянная. Интегрируя (1), получаем

$$n = \frac{n_0}{1 + pn_0 t}, \quad (2)$$

$n(0)$ – начальная ($t=0$) концентрация ионизованных центров.

Так как интенсивность свечения J пропорциональна числу актов рекомбинации, т.е. величине pn^2 , то, пренебрегая коэффициентом пропорциональности, можно положить, что $J=pn$. Тогда из (2) получим:

$$J = \frac{pn_0^2}{(1 + pn_0 t)^2}. \quad (3)$$

Из (2) и (3) следует, что n убывает по гиперболе первого порядка, а J – второго. Из (3) также следует, что различные кривые затухания, соответствующие различным значениям n_0 , асимптотически приближаются друг к другу. В самом деле, при достаточно большом t

$$\left(\text{при } t \gg \frac{1}{pn_0} \right) \text{ из (3) получаем: } J = pt^2, \quad (4)$$

т.е. J уже не зависит от n_0 .

Согласно экспериментальным данным затухание только в редких случаях следует закону (3) даже в ограниченном интервале изменения J и благоприятных температурных условиях. Значительно чаще оправдывается эмпирический закон, установленный Э. Беккерелем:

$$J = (a + bt)^{-\alpha}, \quad (5)$$

a , b , α – некоторые постоянные, причем, как правило, $\alpha \leq 2$.

Выражение (5) соответствует выражению (3) только при $\alpha=2$. При $t > a/b$ кривая затухания в двойных логарифмических координатах $\lg J/\lg t$ спрямляется. По наклону прямой можно определить величину α .

Если на опыте реализуется формула (3) (т.е. $\alpha=2$), то это может служить достаточным обоснованием рекомбинационности свечения, протекающего в данном случае по схеме простой бимолекулярной реакции. Но на опыте чаще всего осуществляется случай $\alpha < 2$.

Можно считать, что свечение рекомбинационно и тогда, когда затухание следует гиперболе (5) с $\alpha < 2$, т.е. отклонение от закона (3) обусловлено какими-то причинами, усложняющими простую бимолекулярную схему затухания.

По одной только форме кривой затухания еще нельзя определенным образом судить о том, является ли свечение рекомбинационным или нет. Для этого необходимо привлечение других опытных данных. Более определенные выводы в этом отношении могут быть сделаны в результате исследования зависимости начальных стадий разгорания свечения J от интенсивности возбуждающего света E , поскольку при этом зависимость J от E проявляется наиболее резко.

Во время возбуждения кинетическое уравнение (1) усложняется тем, что кроме рекомбинации ионизованных центров происходит также возрастание их числа вследствие возбуждения. Поэтому вместо (1) можно написать, что

$$\frac{dn}{dt} = -pn^2 + \chi E, \quad (6)$$

θ – время от начала действия возбуждающего света;

χ – некоторая постоянная, пропорциональная коэффициенту поглощения возбуждающего света.

Спецификой своих люминесцентных свойств кристаллофосфоры обязаны наличию примесей и дефектов решетки. Сама кристаллическая решетка при определенных условиях тоже может люминесцировать (свечение при аннигиляции связанных электронно-дырочных пар или при рекомбинации свободных зарядов различного знака, как это, например, имеет место в типичных полупроводниках). Для проявления такой собственно “кристаллической” люминесценции требуется большая чистота основного вещества, а в случае “экситонного” свечения еще и низкие температуры, чтобы идеальность кристаллической структуры не была нарушена тепловыми флуктуациями.

Рассмотрим только свечение, связанное с наличием в кристаллах особых образований, именуемых центрами люминесценции, так как оно является преобладающим видом люминесценции кристаллофосфоров, для своего проявления не требует каких-либо особых условий и весьма температуроустойчиво.

Этот вид свечения (фосфоресценция) может возникать только в определенных нарушенных местах решетки. Примеси, если они стимулируют появление люминесценции, обычно называют активаторами. В качестве активатора могут выступать также вакансии решетки. При больших концентрациях способность кристаллофосфора люминесцировать ухудшается. Наступает, так называемое, концентрационное тушение.

Спектр излучения зависит от рода активирующей примеси. С другой стороны, введение примеси часто приводит к появлению дополнительного поглощения обычно со стороны длинноволнового края фундаментального поглощения и как бы к некоторому сдвигу последнего в длинноволновую область спектра. Спектры излучения и дополнительного поглощения приписываются собственным электронным переходам внутри центра свечения; длинноволновое же кажущееся смещение фундаментального поглощения – электронным переходам в решетке основного вещества, структура которого вблизи центров деформирована примесью.

Центры свечения – сложные образования, включающие в себя не только атом или ион примеси, но и близлежащие компоненты решетки. В более сложных случаях в образовании центра могут участвовать два и более атомов или ионов примеси и притом даже разных сортов, а также и вакансии решетки. Благодаря участию в кинетике фосфоресценции всей кристаллической решетки в целом механизм свечения фосфора очень сложен. Если центр находится в невозбужденном состоянии (А), то основной уровень заполнен электроном, а уровень возбуждения свободен. При поглощении центром некоторой энергии, равной ϵ_2 минус ϵ_{10} , электрон совершает переход $\epsilon_{10} \rightarrow \epsilon_2$. При поглощении большего количества энергии электрон может попасть в зону проводимости, совершив переход $\epsilon_{10} \rightarrow C$. В первом случае получаем возбужденный, а во втором ионизованный центр. Возбужденный центр (А*) релаксирует в новое состояние равновесия, передавая при этом решетке порцию энергии, равную ϵ_2 минус ϵ_{20} . Электрон, находящийся на возбужденном уровне, может совершить излучательный переход $\epsilon_{20} \rightarrow \epsilon_1$, при этом испускается в виде кванта энергия, равная ϵ_{20} минус ϵ_1 . После такого электронного перехода центр релаксирует из состояния с энергией ϵ_1 в исходное равновесное с энергией ϵ_{10} . Переход из равновесного возбужденного состояния с энергией ϵ_{20} в исходное равновесное с энергией ϵ_{10} может произойти также полностью безызлучательным путём. В этом случае вся разность энергий ϵ_{20} минус ϵ_{10} передается решетке основного вещества. За время пребывания в возбужденном состоянии центр может термически ионизоваться в результате электронного перехода $\epsilon_{20} \rightarrow C$. При встрече свободного электрона с ионизованным центром может совершиться обратный переход $C \rightarrow \epsilon_{20}$ (электронная рекомбинация с передачей выделяющейся при этом энергии окружающей решетке). При этом центр переходит из ионизованного состояния в возбужденное. ϵ_1' и ϵ_2' обозначают энергию дырочных и электронных уровней. Переходы $C \rightarrow \epsilon_2'$ и $\epsilon_1' \rightarrow V$ изображают соответственно захват свободного электрона и захват свободной дырки. Обратные переходы и $\epsilon_2' \rightarrow C$ и $V \rightarrow \epsilon_1'$ их освобождение. Обратные переходы требуют некоторой энергии активации. Рассмотренная модель фосфора показывает большое разнообразие электронных переходов и возможность получения разными способами различных состояний центра свечения.

Литература

- Амаглобели Н.С., Намталишвили М.И., Микаберидзе А.А., Джибладзе М.И., Габескирия М.А., Размадзе З.Г., Цоцхалишвили Н.В. (2004) Выращивание сцинтилляционных монокристаллов LSO:Ce методом Стокбаргера-Бриджмена //Georgian Engineering News. №2. С.71-74.
- Antich P., Parkey R., Tsyganov E., Garmash V., Zheleznykh I. (2000) Comparison of LSO samples produced by Czochralsky and modified Musatov methods //Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. A 441. P.551-556.
- Casey M., Dautet H., Waechter D., Lecomte R., Eriksson L., Schmand M. (1998) An LSO block detector for PET using Avalanche Photodiode Array //IEEE Nuclear Science Symposium.
- Dorenbos P., De Hass J., Van Eijk C., Melcher C., Schweitzer J. (1994) Nonlinear response in the scintillation yield of Lu₂SiO₅:Ce //IEEE Trans. Nucl. Sci. 41. P.735-743.
- Kapusta M., Moszyński M., Balcerzyk M., Braziewicz J., Wolski D., Pawelke J., Klamra W. (1999) Comparison of the scintillation properties of LSO:Ce manufactured by different laboratories and of LGSO:Ce //Proceedings of SCINT99. International Conference on Inorganic Scintillators and Their Application. Moscow. 16-20 August.
- Lempicki A., Glodo J. (1998) Ce-doped scintillators: LSO and LuAP //Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. A 416. P.333-344.
- Ludziejewski T., Moszyńska M. (1995) Advantages and limitations of LSO scintillator in nuclear physics experiments //IEEE Trans. on Nucl. Sci. 42. P.328-334.
- Melcher C., Schweitzer J. (1991) A promising new scintillator: cerium-doped lutetium oxyorthosilicate //Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. November.
- Namtalishvili M., Sanadze T., Mikaberidze A., Magalashvili P., Razmadze Z. (2005) Study and Choice of Light-Reflecting and Adhesive Materials for Creation of Scintillation Detectors on the Basis of LSO(Ce) Single Crystals //Bull. of the Georgian Acad. of Sci. V.172. №1. P.69-71.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ВОЛОКНА И МЕТАЛЛИЗАЦИЯ ВОЛОКОН, ПОЛУЧЕННЫХ ИЗ БАЗАЛЬТА МАРНЕУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М.И.Намталишвили¹, М.И.Джибладзе, Г.Н.Дгебуадзе, А.А.Микаберидзе, З.Г.Размадзе, П.В.Магалашвили, Б.Т.Жоржолнани, В.А.Арзуманов, Г.С.Церетели

Базальтовые волокна и металлизация волокон, полученных из базальта Марнеульского месторождения. М.И.Намталишвили¹, М.И.Джибладзе¹, Г.Н.Дгебуадзе², А.А.Микаберидзе¹, З.Г.Размадзе¹, П.В.Магалашвили¹, Б.Т.Жоржолнани¹, В.А.Арзуманов¹, Г.С.Церетели¹. ¹Министерство просвещения и науки Грузии. Юридическое лицо общественного права Институт геологии им. Александра Джанелидзе, ул. М.Алексидзе, 1/9, 0193 Тбилиси, Грузия (amikaberidze@mail.ru); Сухумский физико-технический институт им. Ильи Векуа, пр.А.Казбеги 15, 0160 Тбилиси, Грузия (dgebua@bk.ru)

В работе представлен обзор горных пород - базальтов. Приведены их физико-химические параметры, зависимость вязкости базальтовых расплавов разных базальтовых месторождений от температуры. Рассмотрена технология получения базальтовых волокон и приведены значения прочности на растяжение этих волокон при разных температурах и диаметрах волокон. Представлены предварительные результаты о металлизации базальтовых волокон легкоплавкими металлами.

ბაზალტის ბოჭკო და მარნეულის საბადოს ბაზალტისაგან დამზადებული ბოჭკოს მეტალიზაცია. მნამთალიშვილი¹, მჯიბლაძე¹, გდგებუაძე², ამიქაბერიძე¹, ზრავმაძე¹, პმაღალაშვილი¹, ბჟორჯოლიანი¹, ვარზუმანოვი¹, გწერეთელი¹. ¹საქართველოს განათლებისა და მეცნიერების სამინისტრო. საჯარო სამართლის იურიდიული პირი ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტი, მალექსიძის 1/9, 0193 თბილისი (amikaberidze@mail.ru); ²სოხუმის ილია ვეკუას ფიზიკა-ტექნიკის ინსტიტუტი, აყაზბეგის გამზ. 15, 0160 თბილისი (dgebua@bk.ru)

ნაშრომში მოცემულია მთის ქანების - ბაზალტების მიმოხილვა. მოცემულია მათი ფიზიკური და ქიმიური პარამეტრები და სხვადასხვა საბადოს ბაზალტის ნალღობის სიბლანტის დამოკიდებულება ტემპერატურაზე. განხილულია ბაზალტის ბოჭკოს მიღების ტექნოლოგია და მოყვანილია ბოჭკოს გაჭიმვისას სიმტკიცის მნიშვნელობები სხვადასხვა ტემპერატურისა და დიამეტრის პირობებში. წარმოდგენილია ბაზალტის ბოჭკოს ადვილადღობადი ლითონებით მეტალიზაციის წინასწარი შედეგები.

Basalt Fibers and Metallization of Basalt Fibers Fabricated from Basalt of Marneuli Deposit. M.Namtalishvili¹, M.Jibladze¹, G.Dgebuaдзе², A.Mikaberidze¹, Z.Razmadze¹, P.Magalashvili¹, B.Zhorzholiani¹, V.Arzumanov¹, G.Tsereteli¹. ¹Ministry of Education and Sciences of Georgia. Legal Entity of Public Law Alexandre Djanelidze Institute of Geology, M.Alexidze st. 1/9, Tbilisi 0193, Georgia (amikaberidze@mail.ru); ²Iliia Vekua Institute of Applied-physics. Al. Kazbegi av. 15, Tbilisi 0160, Georgia (dgebua@bk.ru)

The review of mining rocks - basalts is given in this work. Their physical and chemical parameters and depending of basalt melt viscosity of various deposit basalts on temperature are presented. The fabrication technology of basalt fibers is considered and tensile strength values of these fibers at various temperatures and diameters are presented too. Previous results of basalt fiber metallization by low-melting metals are presented.

Технический прогресс прошлого столетия в определяющей степени был связан с созданием и широким применением композиционных материалов на основе стеклянных, углеродных, керамических и химических волокон. Вместе с тем производство многих из этих волокон и материалов является экологически опасным как для природы, так и для людей, и требует серьезной защиты. Последнее обстоятельство обусловило крайне осторожную и длительную по времени работу ученых и специалистов по созданию новых альтернативных дешевых материалов и экологически чистых изделий на их основе.

Наиболее приемлемым сырьем для получения нового класса волокон уникальными свойствами показали себя горные породы - базальты. Они являются продуктами вулканической деятельности третичного и четвертичного периода и реже - юрского и мелового. Более древние, разрушенные и измененные процессами хлоритизации "палеотипные" базальты выделяются под названием диабазов (Урал, Карелия, Кавказ). Известен также амфиболит, образующийся за счет средних и основных магматических пород ряда габробазальтов (Урал, Казахстан, Кавказ, Кольский п-ов, Восточная Сибирь, Украина и т.д.). Также может быть использован более легкоплавкий порфирит.

Базальты представляют собой породу темно-серого цвета, почти черного, от мелкокристаллической до скрытокристаллической, плотную, массивную. Для них характерна столбчатая

отдельность, переходящая в скальную, иногда встречается шарообразная. Минеральный состав: плагиоклаз - 48%; пироксен - 35%; стекло - 2%; палагонит - 5%; рудные минералы - 10%.

Базальты достаточно легкоплавки: конечная температура плавления находится в пределах 1320-1400°C. Расплавы обладают повышенной кристаллизационной способностью ($T_{\text{в.п.к}}=1260-1275^\circ\text{C}$). По абсолютным значениям вязкости, согласно классификации, относятся к средне-вязким. Средний химический состав основных компонентов базальта представлен в табл. 1.

Таблица 1
Средний химический состав основных компонентов базальта, %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaO	MnO
49,58	2,08	14,48	4,42	9,43	1,89	2,10	5,10	8,50	0,17

Базальтовые волокна получают из однокомпонентного дешевого сырья (базальта) при одностадийном технологическом процессе, что обуславливает их низкую себестоимость. При этом из 1 кг базальтового сырья получается практически тот же 1 кг готового базальтового высококачественного волокна. Сами установки для производства базальтовых волокон являются экологически чистыми, компактными и в процессе работы не выделяют никаких промышленных отходов. Базальтовые волокна обладают уникальными свойствами: высоким уровнем физико-механических и химических свойств, повышенной стойкостью в агрессивных средах и к вибрациям, долговечностью, стабильностью свойств при длительной эксплуатации в различных условиях, хорошей адгезией к различным связующим, что в свою очередь определяет их как перспективнейший материал для получения новых композиционных материалов. Эти волокна работоспособны в широком диапазоне температур от -260 до +700°C, при которых разрушаются углеродные и стеклянные волокна. Базальтовые волокна экологичны, не выделяют опасных для здоровья людей веществ в воздушной и водной средах, негорючи, взрывобезопасны. Они полностью заменили канцерогенный асбест во всех областях его применения. Материалы и изделия на основе базальтовых волокон обладают высокими конструкционными, теплозвукоизоляционными, диэлектрическими и другими свойствами, позволяющими широко использовать их в различных отраслях промышленности: космической, авиа-, судо-, автомобилестроении, химической, нефтеперерабатывающей и газовой, радиоэлектронной и электротехнической, сельском хозяйстве и транспорте, металлургии и строительстве, в коммунальном хозяйстве и др.

Базальтовое волокно получают в одну стадию по следующей схеме: базальтовый щебень определенной крупности порционно загружается в малогабаритную плавильную установку, где он плавится при температуре 1460-1500°C. Далее расплав гомогенизируется и под действием своего веса выдавливается через платино-родиевую фильеру, имеющую от 200 до 400 калиброванных отверстий малого диаметра, образуя капли. Из этих постоянно висящих капель вытягиваются элементарные волокна. Эти 200-400 волокон складываются в одну комплексную нить, на нее наносится замасливатель, который предотвращает распушение нити и обеспечивает необходимые свойства ее поверхности при дальнейшей технологической переработке. Затем нить наматывается на бобины или шпули.

Исследование наиболее важных свойств базальтовых волокон показало, что определяющими параметрами являются вязкость и кристаллизационные свойства. Зависимость вязкости базальтовых расплавов различных месторождений от температуры представлена на рис. 1.

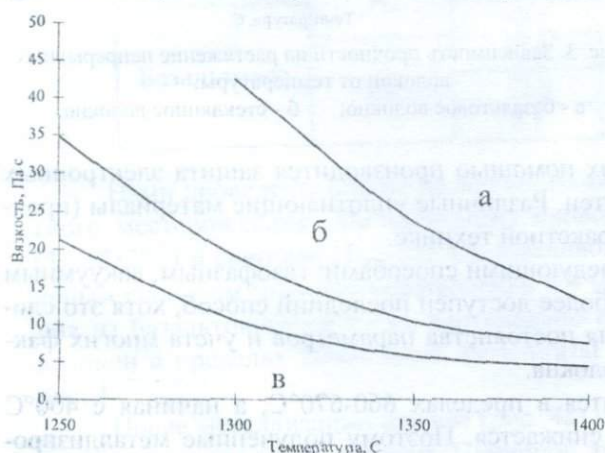


Рис. 1. Зависимость вязкости расплавов из горных пород от температуры.
а - базальт Марнеульского месторождения;
б - базальт месторождения Янова Долина (Ровенской области);
в - базальт месторождения Хайна-Чохрак (Донецкой области).

Вязкость расплава месторождения Янова Долина превосходит вязкость месторождения Хайна-Чохрак в пределах температур 1250-1400°C. Вязкость базальтового расплава Марнеульского месторождения значительно превосходит вязкость базальтов вышеприведенных месторождений.

Одним из основных параметров базальтовых волокон является их прочность на растяжение. Исследование зависимости прочности непрерывных волокон на разрыв от их диаметра показали, что с увеличением диаметра от 9 до 20,6 мкм происходит снижение прочности от 248 до 148 кг/мм² (рис. 2).

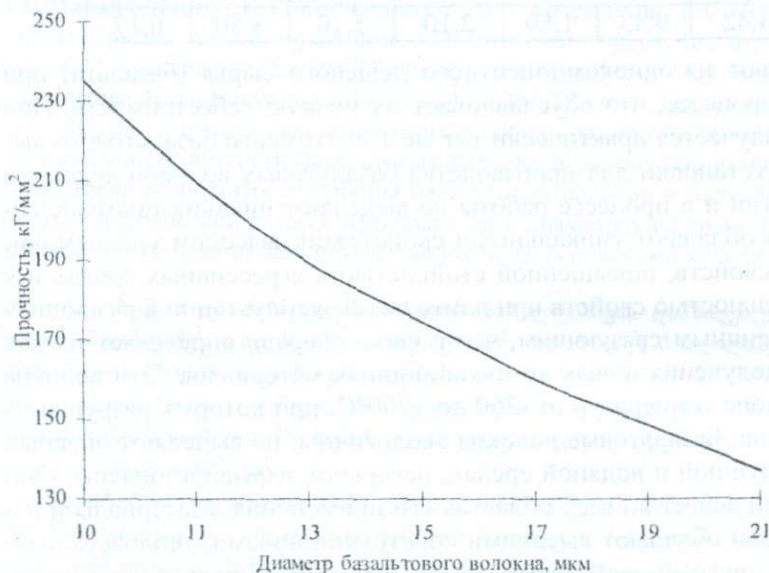


Рис. 2. Зависимость прочности базальтовых волокон от диаметра

кова и составляет 20%.

С точки зрения применения особый интерес представляют металлизированные базальтовые волокна. Эти волокна отличаются повышенными показателями эластичности, электропроводности и др. Использование их в качестве армирующего компонента резины, пластмасс, металлов позволило получить новые материалы с заданными физико-механическими и электрическими свойствами. Металлизация уменьшает трение между смежными волокнами, что облегчает текстильную переработку и сохраняет его прочность.

Трикотажные материалы из металлизированных волокон отличаются высокой эластичностью и ударостойкостью в условиях жесткой эксплуатации, что обеспечивается петельной структурой волокна. С их помощью производится защита электронных систем самолетов и вращающихся радарных антен. Различные уплотняющие материалы (прокладки, виброизоляторы) можно использовать в ракетной технике.

Металлизация волокон осуществляется следующими способами: газофазным, вакуумным испарением, металлизацией через расплав. Наиболее доступен последний способ, хотя это сложный процесс, требующий строгого соблюдения постоянства параметров и учета многих факторов, которые влияют на качество покрытия волокна.

Температура расплава алюминия находится в пределах 660-670°C, а начиная с 400°C прочность базальтовых непрерывных волокон снижается. Поэтому полученные металлизированные волокна хрупки и имеют низкие показатели прочности на разрыв. В связи с этим про-

Зависимость прочности от диаметра может быть сведена до минимума при условии оптимального подбора температурного режима и степени вытягивания.

Прочность на разрыв зависит от пребывания волокон в разных солевых растворах, от термической обработки и др. Изменение прочности волокон на растяжение от температуры представлена на рис. 3. Как видно из рисунка, прочность базальтовых волокон при нагреве до 400°C снижается незначительно. Остаточная прочность базальтового и алюмоборосиликатного волокна после термообработки при 700°C одина-

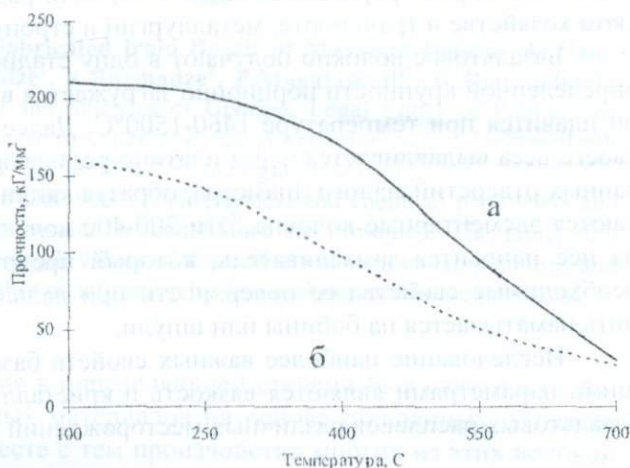


Рис. 3. Зависимость прочности на растяжение непрерывных волокон от температуры:
а - базальтовое волокно; б - стеклянное волокно.

цесс металлизации, согласно монографии (Джигирис, Махова, 2002) проводили более легкоплавким цинком (температура расплава 420-430°C) на более тонких волокнах как на более прочных. Авторы получили металлизированные волокна диаметром 8-9 мкм и 12-14 мкм с толщиной покрытия 2,3-3,4 мкм. Установлены следующие параметры работы установки: температура расплава - $1415 \pm 5^\circ\text{C}$; расстояние от фильеры до металлизатора - 250 мм; скорость протягивания волокон - 16,3 м/с. Результаты испытаний прочности на разрыв представлены в табл. 2.

Таблица 2

Прочность металлизированных базальтовых волокон

Покрытие	Толщина покрытия, мкм	Средний диаметр, мкм	Разрывная нагрузка, Г	Прочность на разрыв, кг/мм ²
Без	-	9,1	11,7	185
Zn	2,3	8,5	5,6	100
	2,5	12,0	7,7	70
	3,4	13,2	13,6	100
Al	7,0	40,6	33,4	125

Как видно из таблицы, прочность базальтовых металлизированных волокон диаметром 8,5-13,4 мкм с различными видами покрытия находятся в пределах 70-100 кг/мм². Толщина покрытий при этом составляет 2,3-3,4 мкм. При увеличении диаметра волокна до 40 мкм прочность резко падает (до 25 кг/мм²).

Критический радиус кривизны металлизированных волокон меняется от диаметра волокна. Значения гибкости металлизированных базальтовых волокон представлены в табл. 3.

Таблица 3

Гибкость металлизированных базальтовых волокон

Покрытие	Толщина покрытия, мкм	Диаметр волокна, мкм	Критический радиус кривизны, мкм
Zn	2.3	8.5	400
	2.5	12.0	450
	3.4	13.2	600
Al	7.0	40.6	1600

Согласно данным табл. 3 с увеличением диаметра волокна возрастает критический радиус кривизны, т.е. снижается гибкость волокон, что особенно характерно для толстых волокон с покрытием Al.

Удельное сопротивление и электропроводность базальтовых волокон приведены в табл. 4.

Таблица 4

Удельное сопротивление и электропроводность базальтовых и стеклянных металлизированных волокон

Волокно	Покрытие	Средний диаметр, мкм	Сопротивление		Электрическая проводимость, (Ом. м) ⁻¹
			Среднее, Ом	Удельное, Ом. м	
Стеклянное	Al	51.2	-	$3.2 \cdot 10^{-5}$	$3.1 \cdot 10^4$
		40.6	1.0	$5.3 \cdot 10^{-6}$	$1.9 \cdot 10^5$
Базальтовое	Zn	13.2	19.6	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$9.3 \cdot 10^4$
		12.0	23.5	$1.1 \cdot 10^{-5}$	$9.4 \cdot 10^4$
		8.5	67.5	$1.5 \cdot 10^{-5}$	$6.5 \cdot 10^4$

Нами проведены опыты по металлизации волокон, изготовленных из базальта Марнеульского месторождения. Металлизацию проводили более легкоплавкими металлами - оловом ($T_{пл}=232^\circ\text{C}$) и свинцом ($T_{пл}=327^\circ\text{C}$). Металлом покрывали волокна, изготовленные многофильным способом (диаметр моноволокна ≈ 9 мкм) и волокна, полученные нами путем вытягивания из базальтового расплава вертикально вверх (ВРВВ) в лабораторных условиях (диаметр волокон в пределах 20-64 мкм). Результаты предварительных исследований представлены на рис. 4.

После металлизации оловом (рис. 4а) наблюдаются капли металла, которые неравномерно расположены вдоль волокна. Причиной этого может быть температура расплава олова, ско-

рость вытягивания, чистота поверхности волокна и др. Более удовлетворительные результаты получены при металлизации свинцом (рис. 4б, рис. 4в).

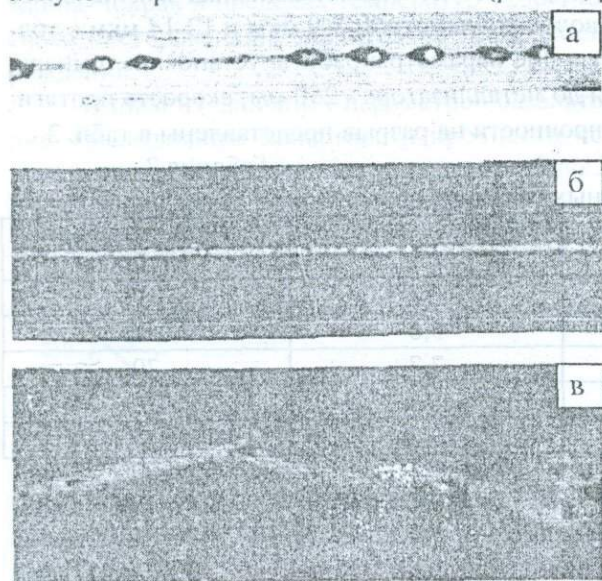


Рис. 4. Фотографии металлизированных базальтовых волокон

- а – базальтовое моноволокно, металлизированное оловом (увеличение $\times 110$). Волокно изготовлено многофильным методом. Диаметр волокна $\approx 9\mu\text{м}$;
- б – моноволокно, металлизированное свинцом;
- в – базальтовое волокно после металлизации свинцом. Волокно получено в лабораторных условиях методом ВРВВ. Диаметр волокна $\approx 24\mu\text{м}$

В заключение следует заметить, что для получения хорошего качества металлизирования надо подобрать оптимальные режимы таких параметров, как температура базальтового расплава, температура волокна, входящего в расплавленный металл; элементарный диаметр волокна; скорость вытягивания; температура расплава металла; конструкция металлизатора.

Джигирис Д.Д., Махова М.Ф. (2002) Основы производства базальтовых волокон и изделий. М.: Теплоэнергетик. 416 с.

Литература			
Джигирис Д.Д., Махова М.Ф. (2002) Основы производства базальтовых волокон и изделий. М.: Теплоэнергетик. 416 с.			
			41

Вязкость	Температура	Диаметр	Скорость
0,2	1200	1,0	1,0
0,3	1200	1,0	1,0
0,4	1200	1,0	1,0
0,5	1200	1,0	1,0
0,6	1200	1,0	1,0
0,7	1200	1,0	1,0
0,8	1200	1,0	1,0
0,9	1200	1,0	1,0
1,0	1200	1,0	1,0



НЕОРДИНАРНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬ

Грузинская геологическая общественность понесла существенный урон - скончался один из оригинальных исследователей, безграничный патриот своей Родины, кандидат геолого-минералогических наук Тенгиз Николаевич Мгелиашвили.

Обширные познания в области исторического прошлого Грузии и бережное отношение к родному языку позволили ему создать свое собственное видение по целому ряду проблем, возникающих при проведении исследований на стыке таких наук, как геология, археология и языкознание.

Закончив в 1959 году географо-геологический факультет Тбилисского государственного университета по специальности инженер-геолог, Тенгиз Николаевич Мгелиашвили с 1961 года начал работать в отделе геохимии Геологического института им. А.И.Джанелидзе Академии наук Грузии.

Здесь, за короткое время, он освоил весьма сложное направление геологических исследований, касающихся геохимических процессов, происходящих в земной коре. Достаточно отметить участие в издании совместно с его наставником Т.В.Иваницким монографии "Геохимия свинца и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород".

Продолжая изыскания в области геохимии Кавказского региона, учитывая его обширные познания в области древней истории Грузии и языкознания, Тенгиз Николаевич Мгелиашвили все чаще обращается к тематике, которая связана с вопросами номенклатуры геологических и минералогических терминов в аспекте их исторической транскрипции. Ярким примером являются работы: "Драгоценные камни в поэме Шота Руставели "Витязь в тигровой шкуре" и "К древнегрузинской минералогической терминологии".

Этот период деятельности Т.Н.Мгелиашвили совпадает с его переходом в отдел минералогии того же Института, в котором, естественно, внимание эрудированного исследователя особенно привлекли минералогические объекты в археологических материалах мцхетской экспедиции.

Можно с уверенностью констатировать, что с этого момента полностью раскрылся неординарный талант неутомимого исследователя, полностью посвятившего себя изучению археологических объектов в аспекте приобретенных знаний в геологических и минералогических областях. В отмеченном аспекте исследование древних металлургических очагов комплекса Давидгареджи и заложили основу такому термину, как геоархеология и впервые для Грузии было обосновано и зафиксировано в диссертационной работе Т.Н.Мгелиашвили (1991)

“Стратиграфическая позиция и вещественный состав пород, минералов и руд, выявленных в археологических памятниках Грузии”.

Вся дальнейшая деятельность этого неутомимого и преданного науке исследователя полностью была посвящена отмеченной тематике, что требовало расширения ареала поиска и углубленного изучения не только геологического, но и археологического материала.

Объединение и интерпретация геoarхеологического материала немыслима без тех глубоких знаний в области лингвистики, которые позволили бы проводить анализ полученных данных без знаний правил трансформации геологических, минералогических и географических понятий в историческом аспекте (топонимика). Достаточно отметить, что, проведя весьма кропотливую работу, Т.Н.Мгелиашвили удалось вернуть многим минералогическим и геологическим понятиям и терминам их историческое значение. В результате была создана основа толкового словаря древнегрузинских геологических и минералогических терминов, а над любимой тематикой он продолжал работать до конца своих дней.

Мы постарались кратко охватить ту область познаний (геология, археология и языкознание), которой владел неутомимый исследователь-энтузиаст Т.Н.Мгелиашвили.

К сожалению его сегодня уже нет с нами, хотя оставленные им перспективные планы и обширное наследие потребуют появления молодых энтузиастов, которые продолжат благородное дело по восстановлению былого исторического прошлого Грузии.

Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани

СОДЕРЖАНИЕ

М.В.Топчишвили. <i>80 лет со дня основания Института геологии им. А.Джсанелидзе</i>	5
Тектоника	
I.Gamkrelidze, G.Nadareishvili, T.Tsamalashvili, L.Basheleishvili, S.Nadareishvili. <i>On Genesis of Tbilisi Olistostromes</i>	24
I.Gamkrelidze, T.Tsamalashvili, E.Nikolaeva, T.Godoladze, Z.Djavakhishvili, M.Elashvili. <i>Tbilisi Fault and Seismic Activity of Tbilisi Environs (Georgia)</i>	30
Ф.Д.Майсадзе. <i>Кайнозойские орогенетические фазы и седиментация (на примере Грузии)</i> ..	36
Т.В.Гиоргобиани, Д.П.Закарая. <i>Инъективные дислокации в осевой зоне горст-антиклинория Главного хребта Восточного Кавказа</i>	44
Л.В.Башелеишвили, М.А.Кумелашвили, С.Д.Стамболишвили. <i>Кинематика и морфогенезис блоковой структуры межгорных молассовых впадин Кавказа (Грузия)</i>	61
С.И.Кулошвили, Г.М.Майсурадзе. <i>Неотектонический этап развития территории Грузии</i>	69
N.Sadradze, N.Tsereteli, O.Varazanashvili, A.Gvencadze. <i>Some issues of neotectonics of the Javakheti volcanic highland (Central South Georgia)</i>	79
Региональная геология	
Т.В.Гиоргобиани, Г.Ш.Надаришвили, Д.П.Закарая, Д.П.Гоголадзе. <i>Особенности геологоструктурного строения Болнисского рудного района (Юго-Восточная Грузия)</i>	91
Г.М.Майсурадзе. <i>История геологического развития рельефа Грузии в антропогене (четвертичный период)</i>	106
Г.Л.Чичинадзе. <i>Макет рабочей опорной легенды геологических образований зоны Главного хребта Большого Кавказа</i>	113
И.М.Какабадзе. <i>Новые данные по палеогеографии Западной Грузии (в пределах среднего течения басс. р. Риони) в барремско-аптское время</i>	118
Стратиграфия, палеонтология	
М.В.Топчишвили. <i>Сопоставление нижнеюрских зон и слагающих их аммонитовых комплексов Грузии с таковыми сопредельных регионов Азербайджана и Российской Федерации</i>	126
Н.И.Мревлишвили. <i>Некоторые соображения относительно ярусов палеогеновой системы</i>	137
Л.Р.Цирекидзе. <i>Новые данные о зональном подразделении аптского яруса Грузинской глыбы по фораминиферам</i>	157
М.В.Какабадзе. <i>Новые данные по биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии</i>	161
Г.Д.Ананишвили, Ц.Д. Минашвили. <i>К биостратиграфии чокракских отложений Западной Грузии</i>	168
L.Popkhadze. <i>Recent Ostracodes of the Central Sector of the Black Sea Georgia</i>	177
L.Popkhadze. <i>Ostracodes from the Karangatian Sediments of Guria (West Georgia)</i>	181
И.В.Кванталиани, М.З.Шарикадзе. <i>Морфогенез раковины представителей рода Holcodiscus Uhlig (Ammonoidea)</i>	184
Петрология	
D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze. <i>New Petro- and Geochemical Data on Precambrian Magmatites of the Caucasus</i>	190
D.Shengelia, I.Gamkrelidze, T.Tsutsunava, L.Shubitidze. <i>Petro- and Geochemistry of Late Variscan Granitoids of the Caucasus</i>	204
Г.Л.Чичинадзе. <i>Контактный метаморфизм вмещающих пород и ксенолитов Джаловчатского габброидного интрузива (Большой Кавказ)</i>	222
О.З.Дудаури, Г.Т.Вашакидзе, М.Г.Тогонидзе. <i>Кластические дайки в Храмском кристаллическом массиве</i>	226
М.Г.Тогонидзе, О.З.Дудаури. <i>Плиоценовый вулканический центр на южном склоне Большого Кавказа</i>	232

Геохимия

- Г.Т.Вашакидзе, Р.А.Ахвледиани, О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе, В.А.Лебедев. *Некоторые аспекты формирования вулканогенных пород Джавахетского нагорья (Южная Грузия)* 238
- А.З.Акимидзе, К.Г.Акимидзе. *Геолого-геохимическая характеристика сланцевых отложений нижней юры западной Грузии (на примере ущ. р.Стори)* 249
- И.Д.Долидзе, З.В.Отхмезури. *Типоморфизм минералов свинцово-цинковых и баритовых месторождений Квайсинского рудного поля на основе исследования флюидных включений в рудослагающих минералах*..... 255
- В.Г. Гвахария, Н.О.Мачитадзе. *Характер распределения металлов в донных осадках рек Чорохи и Аджарисцкали (Грузия)*..... 264

Геохронология

- В.А.Лебедев, Г.Т.Вашакидзе, А.В.Чугаев, О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе. *Новые данные о возрасте магматических пород Кутаисского района (Западная Грузия)* 268
- Т.И.Довбуш, Л.М.Степанок, Е.Е.Шестопалова. *Кристаллогенезис и возраст циркона из габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит)* 274

Минералогия

- Г.И.Насидзе. *Картирование по коэффициенту калиевоности эоценовых вулканогенных пород Аджара-Триалети* 279
- Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани. *Условия минералообразования и типоморфизм тироксенов вулканитов Аджара-Триалети* 283
- Р.А.Ахвледиани, И.Р.Ахвледиани. *Молекулярная структура гагата* 291
- V.Geleshvili, N.Poporadze. *Comparative Analysis of Archaeological Gold Ware and Native Gold Ore Manifestations in South-Eastern Georgia* 300

Металлогения и рудная геология

- Дж.Л.Доебрич, В.М.Баба-заде, С.А.Кекелия, В.Г.Рамазанов, З.И.Мамедов, А.М.Исмаилова, Ш.Ф.Абдуллаева, М.А.Кекелия, С.И.Кулошвили, Н.Э.Гагнидзе, Н.Г.Садрадзе. *Геолого-геофизические и геохимические модели рудно-магматических систем медно-порфириновых месторождений Кедабекского рудного района* 307
- S.Kekelia, M.Kekelia, S.Kuloshvili, G.Asatiani, A.Razmadze, N.Sadradze, N.Gagnidze. *Geological Conditions of the Formation of Non-ferrous Metal Deposits in the Bolnisi District (Georgia)* 316
- А.В.Окросцваридзе, Д.И.Блуашвили. *Результаты детального изучения Окрильского участка Окрильско-Ачапарского золоторудного проявления Главного хребта Большого Кавказа (Грузия, Сванетия)* 329

Литология

- Э.В.Варсимашвили. *Сравнительная литология раннемеловых осадочных формаций Грузии* 338
- Г.А.Чихрадзе, Н.Э.Гагнидзе, Н.Г.Садрадзе. *О литологии позднемеловых флишевых отложений бассейна реки Арагви* 348
- Л.И.Чомахидзе. *Количественное содержание алюминия в батской коре выветривания Западной Грузии* 353
- И.Р.Ахвледиани, З.Н.Киласония. *Формы залегания и текстура гагатовых тел в разных седиментационных бассейнах* 359

Физика кристаллов и физика конденсированных сред

- М.И.Намталишвили, А.А.Микаберидзе, Н.В.Башарули, З.Г.Размадзе, П.В.Магалашвили. *Определение оптимальных условий выращивания монокристаллов оксидосиликата лютеция и исследование их сцинтилляционных свойств* 370
- М.И.Намталишвили, М.И.Джибладзе, Г.Н.Дгебуадзе, А.А.Микаберидзе, З.Г.Размадзе, П.В.Магалашвили, Б.Т.Жоржолиани, В.А.Арзуманов, Г.С.Церетели. *Базальтовые волокна и металлизация волокон, полученных из базальта Марнеульского месторождения* 378

Памяти коллеги

- Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвледиани. *Неординарный исследователь*..... 383

მასალები მომზადებულია ალექსანდრე ჯანელიძის გეოლოგიის ინსტიტუტის
საგამომცემლო კომპიუტერულ ცენტრში

ხელმძღვანელი – გ.ვაშაკიძე

რედაქტორი და კორექტორი – ი.კეკელია (რუსული ტექსტი)

რედაქტორი და კორექტორი – მ.ტოგონიძე (ქართული ტექსტი)

რედაქტორი და კორექტორი – ე.ახმეტელი (ინგლისური ტექსტი)

ოპერატორი – ვ.მნათობიშვილი (რუსული და ინგლისური ტექსტი)

ნახატების კომპიუტერული დამუშავება: ნ.სადრაძე, ქ.გაბარაშვილი, ი.კაკაბაძე,
ი.კვანტალიანი, დ.ზაქარაია.

**Материалы подготовлены в издательско-компьютерном центре
Института геологии им. Александра Джанелидзе**

Руководитель – Г.Т.Вашакидзе

Редактор и корректор – И.Г.Кекелия (русский текст)

Редактор и корректор – М.Г.Тогонидзе (грузинский текст)

Редактор и корректор – Э.С.Ахметели (английский текст)

Оператор – В.Л.Мнатобишвили (русский и английский текст)

Компьютерная обработка рисунков: Н.Г.Садрадзе, К.А.Габарашвили,
И.М.Какабадзе, И.В.Кванталиани, Д.П.Закарая

5687