საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

გეოლოგიისა და მინერალოგიის ინსტიტუტი

მონოგრაფიები

№ 2

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობა

თბილისი — 1949

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

МОНОГРАФИИ

№ 2

П. Д. ГАМКРЕЛИДЗЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

228

Издательство Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси—1949

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР
Библиотека

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 1

I. ВВЕДЕНИЕ 3

1. История геологического исследования 16

2. Основные черты оро- и гидрографии 31

3. Общий характер геотектонического строения 31

A. Грузинская глыба 32

B. Аджаро-Триалетская складчатая система 34

C. Артвинско-Сомхитская глыба 35

II. СТРАТИГРАФИЯ 37

1. Докембрий и палеозой 37

A. Метаморфизованная толща 37

Дзирульский массив 37

1) Кристаллические сланцы 37

2) Филлиты 38

Локский, Храмский и Артвинский массивы 40

B. Древние кислые интрузии 42

Дзирульский массив 42

1) Кварцевые диориты 42

2) Розовые граниты 43

Храмский массив 44

1) Кварцевые диориты 44

2) Розовые граниты 45

Локский массив 45

1) Кварцевые диориты 45

2) Граниты 46

Артвинский массив 47

C. Древние основные интрузии 48

Дзирульский массив 48

1) Габбро и габброидные породы 48

2) Серпентиниты 48

Возраст древних кислых и основных пород 49

2. Мезозой 51

A. Юрская система 52

1. Лейас, триас? 52

a. Нижние туффиты 52

Дзирульский массив 52

Храмский массив 53

b. Кварцевые песчаники, красные известняки, слюдистые песчано-глинистые сланцы 55

Дзирульский массив 55

Локский массив 60

Храмский массив 63

2. Байос 64

Порфиритовая свита 64

Дзирульский массив 64

Локский массив 68

Стр.
B. Меловая система 69
1. Нижний мел 69
a. Баррем 70
Дзирульский массив 70
b. Апт 76
Дзирульский массив 76
Триалетский хребет 80
2. Средний мел 81
Грузинская глыба (Дзирульский массив) 82
1) Альб 82
a) Нижняя свита „мтавари“ 82
b) Глауконитовые песчаники 84
2) Сеноман 87
a) Кварцево-глауконитовые известняки 87
b) Вулканогенная толща—верхняя свита „мтавари“ 90
Артвинско-Сомхитская глыба 91
Сеноман 91
Локский массив 91
Храмский массив 91
Аджаро-Триалетская складчатая система 94
Альб—нижний турон 95
Вулканогенная толща 95
3. Верхний мел 95
Турон+сенон (карбонатная толща) 104
Грузинская глыба (Дзирульский массив) 104
Аджаро-Триалетская складчатая система 104
Артвинско-Сомхитская глыба (Локский и Храмский массивы) 110
a) Вулканогенная толща (турон и нижний сенон) 128
b) Карбонатная толща (верхний сенон) 128
3. Третичная система 130
A. Палеоген 132
1. Палеоцен+нижний эоцен (Боржомский флиш) 134
Аджаро-Триалетская система 134
2. Средний эоцен (вулканогенная толща) 134
Аджаро-Триалетская система 150
Артвинско-Сомхитская глыба (Локский массив) 150
3. Оверзский ярус (верхняя слоистая туфогенная и мергелисто-песчанистая свита) 166
Аджаро-Триалетская система 170
4. Верхний эоцен 170
Аджаро-Триалетская система 174
Артвинско-Сомхитская глыба 174
5. Олигоцен 193
Аджаро-Триалетская система 194
Гурийско-Кавтисхевская подзона 195
Артвинско-Сомхитская глыба (Асуретская зона) 205
Грузинская глыба (молассовая зона) 206
B. Неоген 207
Северные склоны Триалетского хребта и Норио-Марткобский район 207
208

Стр.
1. Нижний миоцен и низы среднего миоцена 208
Сакараульский, коцахурский и тарханский горизонты 208
2. Средний миоцен 211
a. Чокракский горизонт 211
b. Караганский горизонт 212
c. Конкско-фоладовый горизонт 213
3. Верхний миоцен 213
a. Нижний сармат 213
b. Средний сармат 215
c. Верхний сармат 216
d. Меотический ярус 217
Асуретская зона 217
Средний миоцен 217
Гурия и северная предгорная полоса Ахалцихско-Имеретинского хребта 218
1. Средний миоцен 218
a. Тарханский горизонт 218
b. Чокракский горизонт 218
c. Караганский и конкский горизонты 220
2. Верхний миоцен 221
a. Нижний сармат 221
b. Средний сармат 222
c. Верхний сармат 223
d. Меотический ярус 224
Гурия 225
Плиоцен 225
a. Понт 225
b. Киммерийский ярус 226
c. Куяльницкий ярус 226
d. Гурийские слои 227
e. Чаудинский ярус 227
Молассовая зона 227
Плиоцен 228
a. Акчагыльский ярус 228
b. Апшеронский ярус 229
Ахалцихская депрессия 229
Нижний миоцен и низы среднего миоцена (лигнитоносная свита) 229
a. Нижние песчаники Цхрута-Цахана 230
b. Лигнитоносная пестроцветная свита 231
c. Верхние песчаники Цхрута-Цахана 231
Артвинско-Сомхитская глыба и Ахалцихская депрессия 232
Средний и верхний миоцен—годердзская свита 232
4. Четвертичная система 244
1. Аллювиальные отложения 244
2. Озерные отложения 251
3. Ледниковые образования 260

стр.

III. ВУЛКАНИЗМ 271
1. Триасский и нижнелейасский вулканизм 271
2. Среднеюрский вулканизм 273
Южная периферия Дзирульского массива 274
А. Эффузивная фаза 274
Вулканогенная свита байоса 274
В. Интрузивная фаза 274
Хевисджварская интрузия 274
Лоҟский массив 276
А. Эффузивная фаза 276
Вулканогенная свита средней юры 276
В. Интрузивная фаза 278
Гранитоидные интрузии 278
3. Меловой вулканизм 280
А. Эффузивная фаза 281
Южная периферия Дзирульского массива 281
Среднемеловые вулканогенные образования 281
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 282
Средне-и верхнемеловые вулканогенные образования 282
1) *Северная периферия геосинклинали* 282
2) Центральные районы геосинклинали 283
3) Южная периферия геосинклинали (район сел. Гумбати) . . 284
Артвинско-Сомхитская глыба 285
Средне- и верхнемеловые вулканогенные образования 285
В. Интрузивная фаза 285
Артвинско-Сомхитская глыба 285
1. *Кварцевые альбитофиры* 286
2. Дациты 287
4. Палеогеновый (доверхнеэоценовый) вулканизм 289
А. Эффузивная фаза 289
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 289
1. Верхний палеоцен 289
2. Среднеэоценовая вулканогенная толща 290
Артвинско-Сомхитская глыба 294
Среднеэоценовые вулканогенные образования 294
В. Интрузивная фаза 295
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 295
I. Интрузивные и некоторые жильные породы 295
1) Диабазовые пластовые интрузии и жилы 295
2) *Сиенитовые и габбро-диоритовые интрузии* 296
а) Сиениты 296
b) Габбро-диориты 297
Гостибская неоинтрузия 297
Ханисцхальская габбро-диоритовая интрузия 298
5. Верхнеэоценовый вулканизм 300
А. Эффузивная фаза 300

стр.
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 300
Адигенская вулканогенная свита 300
Гурийско-Кавтисхевская подзона 301
B. Интрузивная фаза 302
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 302
1. Габбро-диабазовые интрузии 303
2. Цеолитсодержащие интрузии Ахалцихской депрессии 303
Гурийско-Кавтисхевская подзона 304
Щелочные анальцимовые сиениты Гурии 304
6. Неогеновый вулканизм 305
A. Эффузивная фаза средне- и верхнемиоценового вулканизма (Годердзская свита) 306
B. Эффузивная фаза верхнеплиоценового вулканизма 310
1. Андезито-дацитовые и лацитовые лавы 310
2. Основные породы Ахалцихской депрессии 316
7. Вулканизм четвертичного периода 317
1. Вулканическая деятельность древнечетвертичного периода . . 318
2. Вулканическая деятельность верхнечетвертичного периода . . 321
a. Машаверские долеритовые лавы 321
b. Андезитовые лавы Боржомско-Бакурианского района и Гуджаретского ущелья 322
c. Верхнечетвертичные андезито-дацитовые лавы абул-самсарской системы 325
8. Интрузия неизвестного возраста 328
1. Бардзаворская интрузия 328
2. Гомаретская (Храмская) интрузия . — 329
Общие выводы 331
IV. ТЕКТОНИКА 337
A. Южная периферия Грузинской глыбы 337
1. Колхидская зона 337
2. Дзирульская зона 338
a. Пликативные дислокации 338
b. Дизъюнктивные дислокации 343
3. Молассовая зона . . . . — 348
B. Аджаро-Триалетская складчатая система 352
a. Пликативные дислокации 352
b. Дизъюнктивные дислокации 386
c. Общая тектоническая характеристика системы 401
C. Артвинско-Сомхитская глыба 407
1. Асуретская зона 407
2. Болнисская зона 408
a. Пликативные дислокации 408
b. Дизъюнктивные дислокации 411
3. Джавахетская зона 412
4. Артвинская зона 414

стр.

V. ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ ОРО- И ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ 416
VI. ФАЦИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ 425
1. Предюрское время 426
2. Лейасская эпоха 430
3. Среднеюрская эпоха 432
4. Верхнеюрская эпоха 435
5. Нижнемеловая эпоха 435
6. Среднемеловая эпоха 438
Южная периферия Грузинской глыбы 438
a. Альб 438
b. Сеноман 439
c. Турон 440
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 440
a. Альб и сеноман 440
b. Турор 441
Артвинско-Сомхитская глыба 441
a. Сеноман-турон 441
7. Верхнемеловая эпоха 447
Южная периферия Грузинской глыбы 447
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 448
Артвинско-Сомхитская глыба 449
8. Палеогеновый период 452
a. Палеоцен—нижний эоцен 452
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 452
Грузинская и Артвинско-Сомхитская глыбы 453
b. Средний эоцен 455
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 455
Артвинско-Сомхитская глыба 456
Грузинская глыба (Южная периферия) 457
c. Верхний эоцен 460
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 460
Грузинская глыба 462
Артвинско-Сомхитская глыба 462
d. Олигоцен и нижний миоцен 466
Аджаро-Триалетская геосинклиналь 466
Грузинская глыба 468
Артвинско-Сомхитская глыба 471
9. Неогеновый период 471
a. Средний и верхний миоцен 471
b. Плиоцен 476
10. Четвертичный период 476
VII. МЕСТО АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В АЛЬПИЙСКОМ ОРОГЕНЕ 479
Список литературы 485

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом труде дается геологическая характеристика геотектонических единиц южной части Грузии—Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетской складчатой системы и Артвино-Сомхитской глыбы, из которых основным предметом исследования является Аджаро-Триалетская складчатая система.

Исследование геологического строения этих объектов представляет как большой теоретический, так и практический интерес. Достаточно указать, что они входят в состав Альпийского орогена и занимают видное место в ряду геотектонических единиц Кавказа, правильное понимание геологической структуры которого немыслимо без знания геологической природы этих его частей. Кроме того описанный район заключает в своих пределах многочисленные месторождения твердых и жидких полезных ископаемых, освоение и дальнейшее изучение которых не мыслимы без предварительного детального геологического изучения страны. Это побудило меня избрать премдетом изучения геологию Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею областей Грузии.

Исследования были мною начаты еще в 1928 году, когда совместно с Г. Джигаури под руководством профессора К. Е. Габуния, я производил геологическую съемку небольшой части южной периферии Дзирульского массива (Шрошинский район). Эта работа была мною продолжена совместно с С. Чихелидзе в следующем 1929 году, а затем в 1930—32 годах снова под руководством К. Е. Габуния, в результате чего оказалась исследованной нами вся южная периферия Дзирульского массива. В 1933—34 годах я закартировал северо-западную часть Триалетского хребта, а в 1935 году совместно с В. Я. Эдилашвили под общим руководством К. Е. Габуния — всю территорию бывшего Борчалинского района (Локский массив до Борчалинской равнины). В 1936 и 1937 годах мне пришлось временно отвлечься геосъемочными работами в области южного склона Большого Кавказа, а в 1938, 39 и 40 годах, я снова вернулся к Аджаро-Триалетскому хребту. За эти годы совместно с В. Эдилашвили мною были составлены геологические карты Тбилисского и Боржомского листов, охватывающие Триалетский хребет и прилегающие к нему районы.

В 1941 и 42 годах мои геосъемочные работы временно были приостановлены и возобновились в 1943 году, когда, совместно с Н. А. Канделаки я составил геологические карты Ахалцихского и Батумского листов, и также южной периферии Кутаисского листа.

Таким образом, в результате всех этих работ были исследованы весь Аджаро-Триалетский хребет и значительная территория прилегающих к нему областей.

Считаю непременным долгом отметить, что почти все полевые работы проходили при консультации А. И. Джанелидзе и в ряде случаев, также профессора И. В. Качарава, от которых я неизменно получал ценные указания и, что мне особенно дорого — подтверждение правильности моих выводов.

Собранная в процессе работы богатая фауна была любезно обработана А. И. Джанелидзе (лейасская, частично байосская и меловая), И. В. Кахадзе (байосская и частично лейасская), Н. П. Иоселиани (барремская и частично аптская), М. С. Эристави (аптская и альбская), К. Ш. Нуцубидзе (лейасские и меловые брахиоподы), А. Л. Цагарели (верхнемеловая), И. В. Качарава (палеогеновая) и М. В. Качарава (микрофауна), что позволило уточнить ряд стратиграфических вопросов.

Камеральная обработка и суммирование всего существующего материала производились мною при кафедре Прикладной геологии Грузинского Политехнического Института им. *С. М. Кирова* и в Институте Геологии и Минералогии Академии Наук Грузинской ССР.

Большое содействие в выполнении этой работы оказало мне руководство Грузгеолуправления в лице управляющего А. Д. Каландадзе и главного инженера Г. А. Кометиани, субсидировавших все основные расходы по теме, дирекция Грузинского Политехнического Института имени *С. М. Кирова* и директор Института Геологии и Минералогии Академии Наук Грузинской ССР А. И. Джанелидзе.

В оформлении работы мне оказали большую помощь М. М. Рубинштейн, А. М. Фокин, Н. П. Иоселиани и сотрудницы кафедры Прикладной геологии ГПИ Т. Н. Загю и И. Н. Асписова.

Всем вышеперечисленным лицам приношу искреннюю и глубокую благодарность.

Некоторые основные положения предлагаемого труда, в процессе обработки материалов докладывались мною на общих собраниях Грузинского Геологического Общества, на семинарах Геологического Института и на научных конференциях Грузинского Политехнического Института, Академии Наук Грузинской ССР и Тбилисского Государственного Университета, где я получил возможность обменяться мнениями и выслушать объективную научную критику.

I. ВВЕДЕНИЕ

1. История геологического исследования

Геологическое исследование Грузии имеет более чем столетнюю давность, — за этот продолжительный срок накоплен большой и ценный материал.

Задачей настоящего обзора является осветить в кратких чертах историю исследования Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею областей. Работы, посвященные этим областям, по своему содержанию и характеру чрезвычайно разнообразны, что заставляет ограничиться подробным обзором только тех из них, в которых освещены основные вопросы геологии.

Историю геологического исследования Грузии можно разбить на три периода: 1) вторая половина XIX века, 2) конец XIX и начало XX веков (до установления Советской власти в Грузии) и 3) от 1921 г. до настоящего времени. Последний период в свою очередь подразделяется на подпериоды: а) от 1921 г. до 1930 г. и б) от 1930 г. до ныне.

Первые два периода в конце XIX века перекрывают друг друга и между ними нет резкого разграничения, тогда как третий — резко отделяется от предыдущего.

В первом периоде геологические исследования всего Кавказа и, в частности, Грузии производятся вначале иностранными учеными, а под конец — геологами Кавказского Горного Управления.

Из иностранных исследователей Грузии первым считается француз Ф. Дюбуа де Монпере (147), в трудах (1843 г.), которого разбросаны отрывочные геологические сведения, касающиеся ущелья р. Чхеримела, Мухранской долины, Ахалцихского района, окрестностей Тбилиси и др.

По ущелью р. Чхеримела им отмечены нижнемеловые отложения и впервые указано сходство между неокомскими и гольтскими отложениями Западной Грузии и Швейцарии.

Особенно ценными являются долголетние исследования академика Г. Абиха (2, 3, 4, ... 15), вполне заслужено признанного основоположником геологии Кавказа, исследованию которого он посвятил почти полвека. В многочисленных трудах Г. Абиха содержатся сведения по всем отраслям геологии, не утратившие в ряде случаев своего значения до на-

ших дней. Им даны черты геологического строения восточной части Триалетского хребта, Борчалинского района, всего Ахалкалакского нагорья и Арсианского хребта, Ахалцихской депрессии и Дзирульского массива. Его геологическая карта 1 : 42000 масштаба с геологическими разрезами восточного окончания Триалетского хребта и работы, посвященные Тбилисским термальным источникам, дают достаточно полное представление о геологическом строении восточной части Триалетского хребта. На карте выделены верхнемеловые карбонатные отложения, эоценовые нуммулитовые флишевые отложения и вулканогенные образования (в том числе «конгломераты запутанного напластования» «водно-огневого происхождения») и неогеновые отложения. К последним отложениям Абих ошибочно отнес олигоценовые гипсоносные глины и песчаники Дигомской синклинали и всей левобережной части долины р. Куры.

В разрезах Абиха правильно дана общая тектоническая схема данной части Триалетского хребта, за исключением «сбросовой впадины» (грабена) по обрывистым берегам р. Куры в районе г. Тбилиси. На разрезах ясно изображены почти все главные складки, и, что особенно важно, опрокидывание их на север и на юг.

Однако, относительно других районов Грузии, тектонические построения Абиха очень устарели.

В работе «Prodromus einer Ceologie der Kaukasischen Lander.» (2) Абихом дана первая попытка обобщения геологического строения Кавказа и восточной части Анатолии в целом.

Несколько отклоняясь от хронологической последовательности, мы от Абиха перейдем к швейцарскому геологу Э. Фавру (354). В его краткой работе описано геологическое строение Центральной части Кавказского хребта. В отношении интересующей нас южной части Дзирульского массива — ущелья р. Чхеримела, Фавром дается подробное и более правильное, чем у Абиха, расчленение нижне- и среднемеловых отложений. Им здесь выделены: 1) конгломераты, песчаники и известняки неокома; 2) известняки ургонской фации; 3) мергели и мергелистые известняки апта; 4) зеленые песчаники гольта, содержащие *Ammonites Beudanti* Brong., *Am. Hofmanni* Bug., *Am. varicosus* Sow., *Belemnites minimus* List.

В конце XIX века Кавказ посетил французский ученый Е. Фурнье, давший геологическое описание приблизительно той же территории. Использовав данные предыдущих геологов и личные свои наблюдения, он опубликовал работу (359), в которой, наряду с недостаточно обоснованными выводами имеются ряд верных наблюдений и заключений.

Дзирульский массив с кристаллическим ядром он называет Дзирульским куполом (*Dôme de la Dzirula*); красные известняки сел. Шроша ошибочно относит к байосу, бату и келловею; вулканогенные породы южной ча-

сти Дзирульского массива (нижние туффиты лейаса и триаса, порфиритовую свиту байоса и вулканогенные породы мела) — к верхней юре (рауракский и секванский ярусы). Более правильно расчленены меловые отложения, в которых он различает неоком (валанжин, готерив и баррем), апт, альб, сеноман, турон и сенон с датским ярусом. В последней схеме необоснованным является выделение валанжина и готерива, но правильно отмечено несогласное залегание нижнего мела.

В восточной части Триалетского хребта им ошибочно отнесены: верхнеэоценовые отложения Манглисского района к нижнему эоцену; верхне- и частично среднеэоценовые образования в районе г. Тбилиси к олигоцену и часть олигоценовых отложений Дигомской синклинали к сармату.

Палеоценовые и нижнеэоценовые образования Боржомского флиша и частично вулканогенные отложения среднего эоцена Фурнье отнес к олигоцену, а остальную часть мощной вулканогенной толщи к нижнему эоцену. При этом, внутриформационные андезитовые покровы среднего эоцена им были приняты за интрузивные тела и показано их большое распространение между Ахалдаба и Гори.

Фурнье впервые наметил крупные геотектонические единицы Грузии: складчатые зоны Большого Кавказа и Триалетского хребта и нескладчатую область Дзирульского массива и Мухранской долины. Также правильно указал он на опрокидывание складок Триалетского хребта (в районе Мцхета) и Ахалцихско-Имеретинского хребта (в районе Марелиси) на север в сторону Мухранской долины и Дзирульского массива и складок южного склона Большого Кавказа—на юг.

Началом второго периода истории исследования следует считать время, когда в Тбилиси было организовано Кавказское Горное Управление (1865 г.). Исследователями этого периода были горные инженеры и геологи Г. Цулукидзе, С. Симонович, А. Сорокин и Л. Бацевич, которым одновременно с Абихом пришлось провести более или менее систематическое геологическое изучение и картирование разных частей всего Кавказа, в основном на топооснове 1:210000 масштаба. В основу их исследований было положено выяснение и изучение горно-промышленных ресурсов страны.

Работы Г. Цулукидзе касаются двух районов: Тбилисского (378) и Борчалинского (379). В Навтлугском нефтеносном районе им выделены: верхний миоцен (в районе Уджармо), нижний миоцен (в северо-восточной и юго-западной частях Вазиани) и верхний эоцен (в районе сел. Лило и в окрестностях Тбилиси). Стратиграфическая схема не совсем точна, но в общих чертах правильна. По мнению автора, главными нефтесодержащими отложениями являются миоценовые, что нужно признать справедливым.

Стратиграфическая схема и геологическая карта второго района (бассейна р. р. Храми и Алгети) далеки от действительности. В частности, здесь выделена вулканогенная толща палеозоя, в которой объединены лейасские, среднеюрские и среднемеловые вулканогенные образования, а нижне- и среднеэоценовые и олигоценовые отложения, широко развитые по нижнему течению р. Алгети, приняты за неоген.

Исследования С. Симоновича касаются более обширных районов: Аджаро-Триалетского хребта и части Дзирульского массива и Борчалинского района. Геологическое строение Борчалинского района дано в схематичном виде. Широко развитые здесь вулканогенные образования мела им отнесены к юре.

По Аджаро-Триалетскому хребту у С. Симоновича имеется ряд работ (314, 315, 316, 317). Установленная им стратиграфическая схема третичных отложений этой области мало соответствует действительности. Так например: к сарматским отложениям отнесены олигоценовые, нижнемиоценовые и частично верхнеэоценовые отложения. Так же неправильно вошла в верхний эоцен вся вулканогенная толща среднего эоцена. Верно замечено несогласное залегание эоцена на меловых отложениях.

Стратиграфическая схема Ахалцихского третичного бассейна, данная С. Симоновичем и А. Сорокиным (320) явно ошибочна. Видимо им не удалось разобраться в сложной тектонике этого района, на что впервые указал Б. Ф. Мефферт. Опрокинутое положение свит ими принято за нормальное залегание, вследствие чего возраст одной и той же свиты определяется по разному.

Вторая совместная работа (321) С. Симоновича и А. Сорокина касается южной части Дзирульского массива (долин рек Дзирула и Чхеримела и Сурамского района). Шрошинские известняки, залегающие выше гранитного субстрата, ошибочно приняты ими за оксфорд, отложения порфиритовой юры, ввиду их несогласного залегания на этих известняках, — за верхний кимеридж. Развитые здесь «капротиновые» известняки, аптские мергели и альбские глауконитовые песчаники и мергели, почему-то, отнесены к гольту. Остальные горизонты мела, за исключением вулканогенных свит альба и сеномана, поняты авторами правильно.

Тектоника района истолкована очень схематично.

Работами Л. Бацевича охвачены разные районы описываемой мной части территории Грузии, как в пределах Дзирульского массива (24), так и Аджаро-Гурийского хребта (25).

В пределах Дзирульского массива им изучено Чхеримельское ущелье, где кратко описаны граниты, юрские отложения и, более детально, меловые образования. Барремские и аптские отложения Бацевич отно-

сит к нижнему мелу — неокому, а глауконитовые песчаники с фауной *Ammonites Beudanti* Brong., *Am. Hofmanni* Bug., Am. *varicosus* Sow., *Belemnites minimus* List. и глауконитовые известняки без фауны — к гольту.

В этой схеме неправильным является отнесение аптских мергелей к неокому и глауконитовых известняков к гольту. Кроме того автором, как и предыдущими исследователями, вулканогенные образования мела причяты за интрузии или за юрские образования.

В других работах А. Бацевича (26), касающихся геологического строения части Аджарии и Артвинского района описаны маршруты вдоль ущелья р. р. Чорохи и Аджарис-цхали с их притоками и р. Кинтришо. На геологической карте им выделены и в работе кратко описаны: 1) древние кристаллические породы Артвинского массива; 2) палеозойские кристаллические аспидные сланцы; 3) меловые отложения; 4) эоценовые (нижне-средне- и верхне-) вулканогенные образования; 5) диориты, диабазы и их туфы; 6) базальты, андезиты, их лавы и туфы, и 7) кварцевые и фельзитовые порфиры.

Из работников Кавказского Горного Управления следует еще упомянуть Н. Лебедева и Л. Конюшевского.

Н. Лебедевым обследовано месторождение кизельгура в Ахалцихском районе (222) и составлена сводная геологическая карта Кавказа 30 верстного масштаба с пояснительной запиской (224). Впоследствии, на основе этой карты, Кавказским Горным Управлением составлена вторая карта 40 верстного масштаба. Обе эти карты сыграли в свое время большую роль в деле познания геологического строения Кавказа и выявления и изучения полезных ископаемых.

Из работ Л. Конюшевского внимания заслуживают его гидрогеологические исследования в районе Тбилисских минеральных источников (200), краткая геологическая характеристика марганцевых месторождений Белого Ключа и краткий обзор землетрясений Горийского района (199, 201). Интересны его заключения о связи землетрясения Гори с образованием складок и сбросов, формирование которых, по мнению автора, продолжается и в настоящее время.

В конце первого периода, одновременно с Кавказским горным управлением, геологические исследования нашего края начали производить работники Геологического Комитета и различных других научных учреждений России. Из геологов Геолкома Аджаро-Триалетскую складчатую систему изучал К. Фохт, которому, к сожалению, не удалось завершить начатую работу и опубликовать результаты своих исследований.

По кратким годовым отчетам Геологического Комитета (356, 357, 358) можно заключить, что Фохтом были произведены вполне пра-

вильные геологические наблюдения. Указания Фохта о наличии нуммулитов в Боржомском флише, полностью подтвердились нашими работами. Он же впервые выделил здесь мощную толщу эоцена, с внутриформационными андезитовыми покровами и указал на интенсивную дислоцированность ее. Взгляды К. Фохта относительно древнего оледенения этого края мне кажутся соответствующими действительности.

С. Обручев (268, 269), детально изучивший Боржомский район, расчленил развитые здесь мощные палеогеновые отложения на три части: нижнюю — известковистую, среднюю — с преобладанием толстых песчаников и верхнюю — туфогенную.

Интересная работа по изучению флоры вулканогенной свиты Годердзского района проведена палеоботаником И. Палибиным (276, 278), принявшим плиоценовый возраст этой свиты.

Из иностранных ученых необходимо указать Ф. Освальда (274, 275), тектонические идеи которого нашли отражение во многих работах последующих исследователей. Оригинальным в его работе является заключение о дизъюнктивных дислокациях Армянского нагорья. В Аджаро-Триалетском хребте и в смежных с ним областях, он выделяет следующие геотектонические единицы: 1) Понтический обломок (сюда входит и Аджаро-Гурийский хребет); 2) Имеретинский обломок (Гурийские горы и часть Ахалцихско-Имеретинского хребта); 3) Триалетский обломок; 4) Колхидская низменность; 5) Месхийский горст (Дзирульский массив); 6) Горийская низменность (Мухранская и Тирипонская долины); 7) Сомхитский обломок и 8) Ахалкалакское нагорье — остаток древнего понтического плоскогорья.

Геотектоническая схема Ф. Освальда в настоящее время является уже устаревшей; устарела также и его стратиграфическая схема.

После установления Советской власти начинается новый, самый знаменательный период в истории геологического исследования Грузии. Начинает оживать и расцветать грузинская культура, открываются новые высшие учебные заведения и научные учреждения, число которых с каждым годом растет.

Если до 1929—30 г. в Грузии насчитывалось два-три специалиста-геолога и изучением геологического строения ее занимались в основном приезжие исследователи, то после 1930 г., благодаря деятельности А. И. Джанелидзе, А. А. Твалчрелидзе, К. Е. Габуния и Г. М. Смирнова, число специалистов-геологов в Грузии быстро возросло. Молодые кадры во главе с А. И. Джанелидзе и совместно с геологами братских Советских республик начинают детальное изучение нашей страны, с целью освещения ее геологии и выявления полезных ископаемых.

За короткий период с 1930 г. по настоящее время накопился богатый геологический материал, большая часть которого пока еще не опубликована и хранится в фондах различных геологических учреждениях Грузии.

Из опубликованной литературы прежде всего остановимся на работах ленинградских и московских геологов, производивших геологические исследования в интересующих нас районах и обогативших геологическую литературу нашей страны многочисленными и ценными трудами.

А. Рябининым исследованы Тбилисский район и хребты Сагурамо-Ялно и Сабадури (311).

В общих чертах им правильно рисуется тектоника района между Мцхета и Тбилиси.

Большие геолого-съемочные работы в Грузии проведены Б. Меффертом, которым исследована почти вся Западная Грузия включая западную часть Триалетского хребта, Ахалцихскую депрессию и весь Аджаро-Гурийский хребет. В его многочисленных и весьма ценных трудах (247, 248, 249, ... 259) установлены, в основном более правильно, чем в работах предшествующих исследователей, стратиграфическая и тектоническая схемы названных областей, на детальном разборе которых мы остановимся в соответствующих главах настоящей работы. Здесь же отметим, что стратиграфическая схема Б. Мефферта расходится с нашей. Еще более существенны расхождения в понимании тектоники.

Однако, взгляд Б. Мефферта на Аджаро-Триалетский хребет, как на единую геотектоническую зону, расположенную между двумя жесткими плитами, мною разделяется полностью.

В 1924—30 годах С. Ильин производил детальную геологическую съемку в нефтеносном районе в Западной Грузии (163, 164, 166, 167). Следует отметить заслуги его в деле изучения стратиграфии плиоценовых отложений этого края.

В 1928 году С. Лукашевичем и В. Страховым были произведены детальные геологические исследования в долине верхней части р. Куры и в восточной части Ахалцихской депрессии (236). Стратиграфия развитых здесь эоценовых и олигоценовых отложений, и в особенности, тектоническая структура восточной части Ахалцихской депрессии, на мой взгляд, ими освещены правильно. Они здесь установили несогласно-трансгрессивное залегание верхнего эоцена и олигоцена. Попутно с этим, авторами была расшифрована сложная тектоника восточной части Ахалцихской депрессии, где выделена целая система опрокинутых на юг складок. Они правильно отрицают существование крупных сбросов, проводимых здесь Б. Меффертом.

Большая заслуга в деле изучения геологической структуры Грузии принадлежит В. Ренгартену.

Наиболее ценными для нас являются работы В. Ренгартена по геотектоническому расчленению Кавказа. Этой проблеме автором посвящен ряд исследований (294, 295, 299, 301, 302), из которых главным является его последний труд (301), где дано более детальное и, по моему мнению, в общих чертах правильное деление всего Кавказа на отдельные геотектонические зоны и подзоны. Интересующая нас область Кавказа им расчленяется на следующие геотектонические зоны: Закавказскую полого-складчатую зону (a—Абхазско-Рачинская подзона, b —Рионско-Дзирульская подзона, c — Карталинская подзона и d — Сомхитско-Азербайджанская подзона) и Аджаро-Триалетскую складчатую зону.

Рионско-Дзирульская и Карталинская подзоны В. Ренгартена соответствуют «Грузинской глыбе» А. Джанелидзе, а Сомхитско-Азербайджанская подзона, в пределах Грузии и северо-восточной Анатолии — моей Артвино-Сомхитской глыбе.

Не менее ценной является работа В. Ренгартена по стратиграфии верхнемеловых отложений восточной части Триалетского хребта, Белого Ключа, Чатаха (Борчалинский район) и других районов восточной части Малого Кавказа (297).

По Аджаро-Триалетскому хребту большие работы выполнены комплексной экспедицией Академии Наук СССР — С. Кузнецовым и его сотрудниками (215, 216, 217, 218). В их трудах затронуты все основные вопросы геологического строения Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Следует отметить, что полученные мною данные о геологическом строении Аджаро-Триалетской складчатой системы во многом расходятся с таковыми С. Кузнецова.

М. Варенцовым в продолжение ряда лет производились исследования в восточной и северной частях Триалетского хребта и в долине реки Куры от г. Тбилиси до Сурамского перевала включительно (60, 61, 62, 63, ... 71).

Особенно ценными являются стратиграфические его выводы. В северной части Триалетского хребта им впервые выделены отложения апта и правильно замечена среднемеловая вулканогенная толща. Верхнемеловые, палеогеновые и миоценовые отложения автором расчленены на более мелкие стратиграфические единицы, с выявлением основных орофаз и изучена тектоническая структура исследованной области.

Мухранскую и Тирипонскую долины М. Варенцов считает составной частью сильно складчатой системы Большого и Малого Кавказа; опро-

кидывание складок Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии им объясняется движением масс в сторону синклинальной депрессии.

В последних вопросах мои наблюдения в корне расходятся с его данными.

Весьма интересные работы произведены К. Паффенгольцем по всей территории Арм. ССР захватывающие, также, сравнительно небольшие части Аз. ССР и Груз. ССР.

К. Паффенгольц заслуженно считается лучшим знатоком геологии Армении. Собранный им материал суммирован в капитальном труде (283), где освещены все основные вопросы геологии не только Армении, но и смежных с нею областей Малого Кавказа.

Параллельно с общегеологическим изучением, в указанном периоде велись и проводятся петрографические исследования вулканических пород территории Грузии. В этом отношении особенно ценными являются работы Д. Белянкина и В. Петрова (34, 35, 36, 37), изучивших неоинтрузивные породы и лавы Ахалцихской депрессии, Аджарии и Гурии.

Интересны работы С. Левченко (227, 228) по петрографии северовосточных склонов Триалетского хребта, Б. Беликова по породам Розенбергского (Храмского) кристаллического массива (29) и эффузивам Аджарии (27) и также Р. Петрова и В. Еремеева (151) по петрографии Квиранской диоритовой интрузии.

За указанный период большие геосъемочные работы в разных районах Грузии производились по линии Грузнефти В. Вассоевичем (73, 74, 75, 76, 77), В. Пахомовым (284, 285, 286, 287), Н. Кудрявцевым (208, 209), К. Масловым и др.

Работы В. Пахомова касаются Тбилисского и Норио-Марткобского нефтеносных районов. Им дана для этих районов геологическая карта с осевыми линиями складок. Следует отметить, что В. Пахомовым в основном правильно разработана стратиграфическая схема указанных районов с выделением и детальной характеристикой всех основных стратиграфо-литологических толщ. Его исследования значительно уточняют стратиграфические и тектонические схемы предыдущих исследователей.

Работа К. Маслова (245) касается геологии нефтеносного района Гурии; в ней даны существенные исправления стратиграфических схем миоценовых отложений, составленных предыдущими исследователями.

Переходя к разбору трудов грузинских геологов, в первую очередь следует остановиться на исследованиях А. Джанелидзе.

В многочисленных опубликованных трудах (127, 128, 129, ... 137), докладах и лекциях А. Джанелидзе освещены основные проблемы геологического строения Грузии и так-же общетеоретические вопросы региональной геологии. Здесь мы упомянем только те его работы, которые

непосредственно касаются интересующих нас районов. Таковыми являются геологические исследования, проведенные им в Тбилисском районе, в Мухранской долине, в северной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта, в Окрибе и в смежных с нею областях Рачи, Лечхума и части Мегрелии.

Мухранскую долину А. Джанелидзе рассматривает как продолжение на восток Дзирульского жесткого массива, погруженного под мощные миоплиоценовые отложения.

На основании развития здесь мощных четвертичных отложений он предполагает опускание этой депрессии и в четвертичное время.

Дзирульский массив, вместе с Мухранской долиной и с Колхидской низменностью он считает единым жестким геологическим телом, называя его «Грузинской глыбой».

В районе Мцхета-Дзегви им установлено опрокидывание Триалетских складок на север и надвигание их на Грузинскую глыбу, а в районе Авчала (по левой стороне долины р. Куры) впервые отмечен поворот осей складок с северо-восточного направления на юго-восточное.

Выходы базальтовых пород на Телетском хребте, принимавшиеся предыдущими исследователями за лакколиты и неки молодых вулканов, А. Джанелидзе трактует как внутриформационные покровы в вулканогенных образованиях эоцена.

В капитальной работе (130) А. Джанелидзе, касающейся Окрибы и смежных с нею областей, освещаются также общие теоретические вопросы геологии, в частности, вопрос установления возраста орофаз.

В северной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта — А. Джанелидзе, на основании наблюденных им фактов, опровергается существование шарриажей, описанных Б. Меффертом в Багдадском районе.

В последние годы А. Джанелидзе изучается лейасовая фауна, собранная мною и другими сотрудниками Института Геологии и Минералогии Академии Наук Грузинской ССР. В настоящее время уже опубликованы две работы (134, 136), посвященные головоногим лейаса южной периферии Дзирульского и Локского массивов, уточняющие стратиграфию этих отложений.

В опубликованных и рукописных трудах (89, 90, 91, 92) К. Габуния имеются весьма интересные данные о геологическом строении и месторождениях полезных ископаемых Грузии.

И. Рухадзе является автором ряда ценных палеонтологических трудов (306, 307, 308), касающихся меловых отложений Западной Грузии.

Большие работы петрографического характера произведены А. Твалчрелидзе, Г. Смирновым и их учениками. В основном их деятельность была сосредоточена в Дзирульском, Храмском и Локском кристал-

лических массивах. Окончательные результаты работ А. Твалчрелидзе пока еще не опубликованы, но в его многочисленных научных докладах неоднократно сообщалось о полученных им интересных результатах.

В работах Г. Смирнова (323, 324, 325, ... 329) освещаются многие вопросы геологии и петрографии Дзирульского массива и эффузивных пород Закавказья.

В области изучения палеогеновых отложений Грузии и, в частности, нашего района много работ опубликовано И. Качарава. В его ценных трудах (185, 186, ... 189) дано наиболее полное и правильное стратиграфическое расчленение палеогеновых отложений.

Работа И. Качарава по изучению фауны третичных отложений Ахалцихской депрессии пока еще не закончена. Собранная им и другими геологами, богатая фауна в настоящее время обрабатывается автором монографически. Пока что произведены многочисленные определения фауны (нуммулиты и моллюски) из верхнего эоцена, олигоцена и нижнего миоцена, что дало возможность значительно уточнить стратиграфию этих отложений.

В части тектоники Тбилисского района И. Качарава уточнены данные предыдущих исследователей. Им установлено опрокидывание складок Триалетского хребта на север и в районе Асурети и Энагети на юг — на Сомхитскую глыбу.

Весьма важна работа И. Качарава по палеогеновым отложениям Рача-Лечхумской синклинали (188). В этой работе автор подводит итоги изучения почти всего палеогена Грузии, в том числе и Ахалцихской депрессии, используемые нами полностью.

Ценные работы Л. Давиташвили (122, 123, 124) касаются стратиграфии и палеонтологии нижне- и среднемиоценовых отложений Грузии. В Каспском районе им первым выделены и всесторонне изучены Сакараульский и Коцахурский горизонты.

Большая и плодотворная работа по изучению юрских отложений Грузии выполнена И. Кахадзе. Им монографически обработаны большой материал по фауне среднеюрских вулканогенных отложений (179, 183).

Ему не только удалось установить среднеюрский возраст этих отложений, но и подразделить их на зоны. Кроме морской среднеюрской фауны И. Кахадзе изучены и пелециподы лайасских и байосских отложений (181).

В настоящее время И. Кахадзе закончена капитальная работа по юрским отложениям Грузии (184), где собран и описан весь существующий большой и разнохарактерный материал. С некоторыми выдвинутыми автором положениями я не согласен, чего подробно касаюсь ниже, в соответствующих главах настоящей работы.

Ценная работа произведена Г. Заридзе, в области изучения мезо- и кайнозойских интрузий (неоинтрузий) Грузии. Автором детально исследованы неоинтрузии Дзирульского массива (Ципская), Нижней и Верхней Сванетии и Абхазии. Для нас представляет особенный интерес капитальный труд Г. Заридзе (160), в котором им собран весь существующий материал по неоинтрузиям Грузии. В указанной работе, на основании критического разбора всего материала, автором установлены магматические циклы и отдельные фазы магматизма мезо- и кайнозойского периодов.

Г. Дзоценидзе в продолжение ряда лет производит детальное изучение эффузивных и осадочно-вулканогенных образований Грузии. Им изучены все домиоценовые вулканогенные образования: нижние туффиты нижнего лейаса (143), порфиритовая свита байоса (142), пестроцветная свита верхней юры и вулканогенная толща среднего мела (144) и вулканогенные образования палеогена. В настоящее время Г. Дзоценидзе закончен капитальный труд по вулканогенным образованиям Грузии, где им обобщен и проанализирован весь существующий материал (145).

В изучении древних (домезозойских) кристаллических пород Грузии большая работа выполнена С. Чихелидзе (382), Н. Татришвили (342, 343) и Т. Казахашвили (173, 174, 326).

С. Чихелидзе подробно разбирает вопрос о возрасте метаморфизованной толщи и интрузивных пород Дзирульского массива. Высказанные им взгляды значительно отличаются от взглядов предыдущих и современных исследователей.

Метаморфизованным толщам им посвящена специальная работа (381), где он, древние, так называемые докембрийские кристаллические сланцы и нижнепалеозойскую метаморфизованную толщу считает единым геологическим образованием, отрицая перерыв между ними.

Палеозойские гранитоидные интрузивы Дзирульского массива С. Чихелидзе считает одновозрастными — дифференциатами одной магмы.

Как и многие другие геологи, я не могу согласиться с его выводами Этот вопрос мною подробно разбирается ниже.

В указанной работе С. Чихелидзе также дана подробная петрографическая характеристика порфиритовой свиты байоса и Ципской диоритовой интрузии.

Интересные исследования Н. Татришвили и Т. Казахашвили касаются кристаллических пород Дзирульского, Храмского и Локского массивов.

Большого интереса заслуживают также работы Н. Схиртладзе (338), занятого изучением петрографии верхнетретичных и четвертичных вулканогенных образований и тешенитов Грузии, пестроцветной и угле-

носной свит и лав Ахалцихской депрессии и, частично, лав Ахалкалакского нагорья.

Изучением лав Ахалкалакского нагорья занят также В. Чикоидзе.

Петрографическое изучение основных пород юго-восточной части Дзирульского массива произведено П. Киласония (192).

Продолжительную работу в области изучения верхнетретичной фауны ведет Г. Харатишвили. Им изучена фауна сарматских отложений долины р. Куры (360) и в настоящее время изучается богатая фауна, собранная в нижнемиоценовых отложениях Грузии. Опубликованные, предварительные данные автора о нижнемиоценовой фауне (362, 363) представляют значительный интерес.

Вопросы детальной стратиграфии меловых отложений Грузии разрабатываются геологами М. Эристави и А. Цагарели. Первым из них дано детальное стратиграфическое расчленение неокомских, барремских, аптских и альбских ярусов на зоны (396, 397, 400).

А. Цагарели (369, 370, 377) освещает стратиграфические вопросы, касающиеся верхнемеловых отложений ряда районов Грузии (в особенности Грузинской глыбы).

Палеонтологические работы К. Нуцубидзе касаются брахиопод меловых отложений Западной Грузии (266) и лейасских отложений Дзирульского и Локского массивов (267).

М. Узнадзе изучает флору третичных отложений Грузии. Ею уже закончено изучение флоры вулканогенных свит Годердзского и Кисатибского районов. По предварительным сообщениям (350) отложения первого района она считает моложе олигоцена и древнее сармата, а вулканогенную свиту второго — относит к плиоцену.

Из работников Грузгеолоуправления, занимавшихся геологической съемкой разных районов Грузии, следует отметить В. Эдилашвили и Н. Канделаки, а по разведке месторождений полезных ископаемых Г. Кометиани.

В. Эдилашвили посвятил ряд лет геологическому изучению отдельных районов Грузии. В 1935 году вместе со мною он составил геологическую карту Борчалинского района, в 1938 г. геологическую карту южной и юго-восточной частей Тбилисского листа (392, 393) и, частично, Ахалкалакского лавового нагорья.

В 1939 и 40 годах В. Эдилашвили производил вместе со мной геологическую съемку и сводку существующего материала по Тбилисскому и Боржомскому листам.

Не мало интересных данных в отчете Н. Канделаки (176) по изучению Потийского листа.

Г. Кометиани произведены крупные геолого-разведочные работы по Ахалцихскому буроугольному месторождению; его данные значительно отличаются от данных предыдущих исследователей и, по моему мнению, являются более точными.

В связи с поисками в Грузии нефтяных месторождений и изучением нефтесодержащих структур, большие работы проводятся геологами Грузнефти: Н. Кебадзе в Норийском и Кавтисхевском районах, М. Дзвелая в Гурии и южной части Имеретии и Е. Вахания (78) в Парцхнальском и Ванском нефтеносных районах.

2. Основные черты оро- и гидрографии

Исследуемая область расчленяется на следующие крупные орографические единицы: Колхидская низменность, Дзирульское нагорье, Мухранско-Тирипонская и Карельско-Хашурская равнины, хребет Сагурамо-Ялно, Аджаро-Триалетская горная система, Шавшетский и Арсианский хребты, Эрушетское и Ахалкалакское нагорья, Сомхитский хребет, Храмская возвышенность и Борчалинская равнина.

В первую очередь опишем Аджаро-Триалетскую горную систему, являющуюся основным объектом моих исследований.

Аджаро-Триалетская горная система, вытянутая в широтном направлении от юго-восточного побережья Черного моря на западе до г. Тбилиси на востоке, имеет общую длину в 260 км и ширину в среднем 50 км в западной части и 30 км в восточной. Водораздел системы проходит на высоте в среднем 2400—2000 и над уровнем моря, в то время как отдельные горные вершины поднимаются до высот от 2500 до 2850 м.

Система расчленяется на две крупные орографические единицы: Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты.

Аджаро-Имеретинский хребет от побережья Черного моря тянется в широтном направлении до ущелья р. Куры (между с. с. Ацхури и Квишхети) и расчленяется на Аджаро-Гурийский и Ахалцихско-Имеретинский хребты. Аджаро-Гурийский хребет служит водоразделом между ущельями рек Аджарис-цхали и, частично, Квабліани и реками Супса и Натанеби и их притоками. На нем расположены следующие вершины (с запада на восток): Хино и Нарусала (2354 м), Тагинаури (2669 м), Зотис-мта (2676 м), Гомис-цихе (2380 м), Санислиа (2660 м) и др.

В западной части Аджаро-Гурийский хребет разветвляется на два хребта: Кобулетский и Чаквинский. Первый является водоразделом между реками Кинтриш и Чаквис-цхали, а второй — между Чаквис-цхали и Аджарис-цхали. Кроме того в северном направлении от Аджаро-Гурийского хребта отходят в сторону Гурии и Имеретии небольшие, в общем меридио-

нального направления, хребты, служащие водоразделами между главными реками, дренирующими северные склоны его.

Ахалцихско-Имеретинский хребет, являющийся непосредственным продолжением Аджаро-Гурийского, тянется от вершины Мепис-цхаро (2850 м) на восток до ущелья Куры и является водоразделом между реками Кваблиани, Посхови, Курой с одной стороны и Квирилой, Дзирулой, Чхеримелой с другой. Восточная часть этого хребта называется Карталино-Имеретинским хребтом.

На Ахалцихско-Имеретинском хребте расположены Зекарский перевал (2180 м) и вершины — Дидмагали (2587 м), Нагеба (2614 м), Цхалцитела (2525 м), Мегрюк (2461 м), Ломис-мта (2198 м) и Дедабера (1838 м).

В общем Аджаро-Имеретинский хребет характеризуется сильно расчлененным высокогорным рельефом. Он целиком сложен нижнепалеогеновыми вулканогенными образованиями, литологический характер которых, вместе с тектоническим строением хребта, полностью определяет основные элементы рельефа.

Триалетский хребет тянется в широтном направлении от ущелья р. Куры на участке Ташискари—Аспиндза до г. Тбилиси и многочисленными продольными и поперечными ущельями рек расчленяется на более мелкие хребты. Главный водораздельный гребень Триалетского хребта проходит от юго-восточной окраины Ахалцихской депрессии через г. г. Ошора, Санисло, Саквелаос-мта и далее через г. г. Джамджами, Арджевани, Клдискари, Сакарауло и Мта-цминда. В западной половине хребет имеет абсолютную высоту около 2300—2400 м, а в восточной — менее 1700 м. Из вершин западной части наиболее высокими являются: на юге г. г. Ошора (2607 м), Санисло (2570 м), Чобарети (2276 м), Каракая (2833 м), Саквелаос-мта (2814 м), Арджевани (2760 м) и на севере г. г. Торгизи (2003 м), Гвиргвина (2253 м), Б. Карта (2317 м), Квирана (2212 м), Муркневи (2344 м), Немсиа (2060 м), Сацхениси (2032 м). В южной части хребта находится перевал Црацхаро (2464 м).

В восточной части Триалетского хребта расположены следующие вершины: Клде-кари (1965 м), Дидгори (1678 м), Сацкенела (1580 м), Ломис-сери (1467 м), Мта-цминда (880 м) и др.

В юго-восточной части Триалетского хребта особо выделяется Телетский хребет, постепенно возвышающийся от долины р. Куры на запад и достигающий максимальной высоты в районе Коджори (1476 м).

Триалетский хребет прорезан и расчленен ущельями рек, принадлежащих к бассейну р. Куры.

В юго-западной части исследуемого района (в южной части Аджарии) на границе с Турцией возвышается, сравнительно короткий Шавшет-

228

Институт Геологических Наук АН АРМ ССР Библиотека

ский хребет, относящийся по своему геологическому строению к Аджаро-Триалетской горно-складчатой системе, но орографически отделяющийся от нее узким и глубоким ущельем р. Аджарис-цхали.

Шавшетский хребет также вытянут в широтном направлении и служит водоразделом между ущельями верхней части р. Аджарис-цхали и р. Имер-хеви. На востоке он упирается в Арсианский хребет, а в западном направлении разветвляется на более мелкие водоразделы. Средняя абсолютная высота хребта достигает 2400—2500 м; на нем расположены вершины Сачархиа (2698 м), Хева (2810 м) и др.

Целиком сложенный нижнепалеогеновыми вулканогенными образованиями, Шавшетский хребет характеризуется сильно расчлененными склонами и скалистыми обнажениями.

В северо-западной части исследуемого района, между Колхидской низменностью и Гурийской депрессией, возвышается Нигоитский или собственно Гурийский, сравнительно невысокий, широтного направления хребет. В восточном направлении, постепенно суживаясь, он непосредственно сливается с северными отрогами Аджаро-Гурийского хребта, а в западном направлении, постепенно понижаясь, ограничивается долиной реки Супса. Средняя абсолютная высота хребта не превышает 550 м, а отдельные вершины имеют максимальную высоту 665 м.

Нигоитский хребет сложен в основном средне- и верхнеэоценовыми вулканогенными образованиями в центральной и восточной частях, а в западной и в южной — верхнеэоценовыми биотитовыми туфами, фораминиферовыми мергелями и олигоценовыми глинами. В северной части хребет круто спускается в Колхидскую низменность, а в южной — постепенно переходит в Гурийскую депрессию.

Заканчивая орографическую характеристику Аджаро-Триалетской горной системы, необходимо коснуться двух входящих в нее крупных единиц — Ахалцихской и Гурийской депрессий.

Ахалцихская депрессия расположена в расширенной части долины р. Куры, между Ахалцихско-Имеретинским хребтом и Эрушетским нагорьем, Арсианским и Триалетским хребтами. Наибольшую ширину она имеет в центральной части, суживаясь в восточном и западном направлениях. На востоке узкой полосой она продолжается до сел. Тори, где сливается с Бакуриани-Цихисджварским понижением, а на западе — до средней части ущелья р. Кваблиани.

Дно Ахалцихской депрессии находится на высоте от 950 до 1500 м над уровнем моря.

Происхождение Ахалцихской депрессии обусловлено в основном тектоникой и литологией слагающих ее пород. В тектоническом отношении она является сложной синклинорной депрессией, сложенной легко поддающи-

мися эрозии мягкими глинисто-песчанистыми отложениями верхнего эоцена и олигоцена.

Гурийская депрессия, расположенная между Кобулетским и Нигоитским хребтами, имеет очертания треугольника, основанием которого является побережье Черного моря, а вершиной — Чохатаури.

Гипсометрически Гурийская депрессия расположена ниже Ахалцихской. Дно ее находится на высоте от 0 до 100 м над уровнем моря.

В тектоническом отношении Гурийская депрессия также является синклинорием, сложенным мягкими глинисто-песчанистыми и глинисто-конгломератовыми отложениями верхнего эоцена, олигоцена и неогена.

Морфологически она характеризуется слабо расчлененным холмистым рельефом.

К югу от Аджаро-Триалетской горно-складчатой системы расположено высокогорное сооружение, представленное Арсианским хребтом, Эрушетским и Ахалкалакским нагорьями.

Арсианский хребет, являющийся водоразделом бассейнов Черного и Каспийского морей, своим строением и очертаниями резко отличается от Аджаро-Триалетского горного сооружения. Будучи вытянутым в общем в меридиональном направлении, он сложен континентальными вулканогенными отложениями, так называемой годердзской свиты, и перекрывающими их лавами верхнего плиоцена.

Большая часть Арсианского хребта находится в пределах Турции, где некоторые его абсолютные высоты превышают 3000 м. На территории Грузии он представлен лишь своей северной частью; здесь расположены заслуживающие упоминания вершины: Каябаш (2432 м), Замбор (2420 м), Грмани (2541 м), Сакула-перди (2450 м) и др. и перевал Годердзи (2025).

Годердзская свита и плиоценовые лавовые покровы по краям своего развития характеризуются более или менее отвесными обнажениями карнизного характера. В верховьях Аджарис-Цхали к подошвам этих карнизов приурочены многочисленные озера небольших размеров.

В морфологическом отношении очень резко выделяются плиоценовые андезито-дацитовые покровы, излияние которых происходило на слабо расчлененной поверхности. Они создают отдельные плато, где очень слабо выражена эрозионная деятельность текучих вод. Хорошим примером является изолированное от Арсианского хребта плато Персати, имеющее обрывистые края и слабо расчлененную поверхность.

Эрушетское нагорье связывает Арсианский хребет с Ахалкалакским нагорьем. Большая часть его уходит в Турцию, где оно продолжается до спуска на Ардаганское плато. В пределах Грузии находится небольшая северная часть этого нагорья, примыкающая непосредственно к южной части Ахалцихской депрессии и имеющая неправильные, извилистые очертания.

Эрушетское нагорье расположено в среднем на высоте 2300—2500 м над уровнем моря; главными его вершинами являются: г. г. Кюмбет (2964 м), Харман-тепе (2950 м), Донкуз-пуар (2751 м), Ван-даг (2737 м), Шабанебели (2646 м), Айриял-баши (2582 м) и др.

Над прилегающими к нему с севера и востока Ахалцихской депрессией и ущельем Куры, оно возвышается на 1200—1600 м.

Формы рельефа Эрушетского нагорья полностью определяются его геологическим строением. Оно сложено отложениями годердзской свиты и андезито-дацитовыми покровами, занимающими обширные площади.

По данным Б. Клопотовского (241) Эрушетское нагорье в общем характеризуется сглаженным рельефом, но «основные выпуклые формы рельефа часто представляют собой антиклинальные зоны, тогда как эрозионное расчленение нагорья было приурочено к синклинальным депрессиям. Господствующей формой рельефа Эрушетского нагорья является серия крупных, довольно однообразных, куполо- и караваеобразных, иногда конусовидных горных массивов, разобщенных, слабо связанных друг с другом . . . Склоны всех этих гор, за исключением сравнительно небольших участков, подвергшихся четвертичному оледенению, оставившему следы ледниковой коррозии, почти лишены скалистых обнажений и отвесных обрывов; они характеризуются почти полной задернованностью луговыми травами, при максимальных уклонах в 15—20°, а нередко значительно меньше».

Эрушетское нагорье речной эрозией расчленено неравномерно. В центральной части глубина ущелий колеблется в пределах от 10—20 до 75—100 м, а в периферических частях — от 250 до 400 м.

Ахалкалакское нагорье, отделяющееся от Эрушетского ущельем Куры, является частью обширного лавового плоскогорья, простирающегося из южной Грузии в пределы Армении и Турции. Это нагорье, в целом, представлено платообразными, более или менее равнинными участками и возвышающимися над ними горными массивами и хребтами.

Наиболее крупными морфологическими единицами Ахалкалакского нагорья являются: Ахалкалакское плато, Самсарский хребет, Мокрые горы, Цалкинская котловина, Гомарет-Башкичетское плато и Гек-тапинская возвышенность.

Ахалкалакское плато, расположенное в западной части Ахалкалакского нагорья, между Самсарским хребтом и Гек-тапинской возвышенностью, на высоте 1500—2100 м над уровнем моря, целиком сложено долерито-базальтовым потоком среднечетвертичного возраста. С западной стороны плато резко обрывается в ущелье р. Куры на участке от госграницы до с. Хиза-бавра. Оно прорезано глубокими ущельями р. Ахалкалакис-цхали и ее притоков, в нижних своих частях образующих каньоны. Общая длина

Ахалкалакского плато превышает 60 км при максимальной ширине в 30 км. Через холмистые возвышенности, имеющие относительные высоты 100 — 300 м, происходит постепенный переход плато в окружающие хребты.

Геологическое строение Ахалкалакского плато убеждает исследователя в том, что излияние упомянутых лав происходило в области Мокрых гор, откуда они стекали по древним руслам р. р. Ахалкалак-чай и Куры. Этим объясняется общий уклон плато в указанном направлении; намечающиеся отдельные волнообразные изгибы, по всей вероятности, вызваны последующими неравномерными поднятиями этого края.

Самсарский хребет, имеющий четко выраженное меридиональное направление, делит все Ахалкалакское нагорье на две части: западную и восточную. Западная часть относится к системе бассейна р. Куры, а восточная — р. Храми. Хребет возвышается между Тапараванской и Цалкинской котловинами и Ахалцихской равниной, над которой гребневая часть его приподнята на относительную высоту 1000—1600 м. Крупными вершинами являются: Большой Абул (3300 м), Самсар (3285 м), Шавнабади (2929 м), Кер-Оглы (2925 м), Малый Абул (2801 м) и Тавкветили (2591 м). Общая длина хребта равна 40 км, а ширина—18—20 км.

Самсарский хребет в целом сложен вулканогенными породами годердзской свиты, перекрытыми более молодыми верхнеплиоценовыми кислыми андезито-дацитовыми лавами и четвертичными, также кислыми, гиалодацитовыми лавами. В связи с этим здесь различают три типа рельефа. Самая нижняя часть с западной стороны окаймлена полосой холмов и низких гор, сложенных дислоцированными отложениями годердзской свиты. Выше выделяется широкое основание хребта, сложенное покровами плиоценовых лав, а еще выше вдоль длинной оси хребта расположены вулканические конусы средних и кислых лав четвертичного периода (241). По наблюдениям Л. Маруашвили (241) «Самсарский хребет состоит из 21—22 вулканических конусов, сгруппированных в 15 массивов».

Мокрые горы возвышаются между Тапараванской и Цалкинской котловинами и представляют обособленную, вытянутую в меридиональном направлении, орографическую единицу. Возвышаются в среднем на 1000—1200 м над прилегающими равнинными местностями, при чем отдельные вершины достигают 2500—3200 м абсолютной высоты.

Мокрые горы целиком сложены верхнеплиоценовыми лавами, спускающимися до Гомарет-Башкичетского плато. Обращает на себя внимание мягкий рельеф со слаборасчлененными и пологими склонами и долинами, имеющими трогообразную форму. Верховья ущелий имеют форму цирка.

Мокрые горы вытянуты в меридиональном направлении и имеют в целом полого-выпуклый рельеф, со склонами, большей частью, представляющими слабо наклонную платообразную поверхность. Гребневая область в

южной части является почти горизонтальным плато, на высоте в 2700—2800 м над уровнем моря. По данным Л. Маруашвили (241) на плато сидят обособленные вулканические конусы из кислых лав, — г. г. Эмликли (3053 м), Лейлидаг (3157 м) и Ахчала (3198 м), образовавшиеся в результате центральных извержений. Эмликли представляет собой усеченный кратерный конус правильной формы, имеющий высоту 200—250 м от основания. Остальные горы имеют форму остроконечных конусов.

В северной части Мокрых гор типичные вулканические конусы отсутствуют.

Средняя часть Мокрых гор имеет гористый характер и представлена массивами г. г. Коюн-даг (2415 м), Гулабай (2807 м), Агрикар (2975 м) и др.; она служит водоразделом между бассейнами Тапараванского озера и р. Карабулах.

В области Мокрых гор широко развиты ледниковые формы рельефа. Здесь сохранились типичные троги, цирки, а местами моренные отложения.

В морфологии всего Ахалкалакского нагорья играют большую роль замкнутые бассейны—озера, самыми крупными из которых являются Тапараван и Табацкури, образовавшиеся вследствие запруды долин лавовыми потоками верхнечетвертичного возраста, в первом случае со стороны восточного склона Самсарского хребта, а во втором — со стороны вулканического конуса Тавкветили.

В северо-западной части Храмского массива, к югу от средней части Триалетского хребта в бассейне верхнего течения р. Храми выделяется своеобразное высокогорное котловинообразное понижение, называемое Цалкинским плато или Цалкинской котловиной. Наиболее низкая точка этой котловины лежит на высоте 1480 м над уровнем моря. В западном направлении она непосредственно переходит в Ахалкалакское нагорье, а в восточном — в хребет Бедени. Котловина вытянута в широтном направлении и имеет максимальную длину в 50 км при максимальной ширине в 23 км. Со всех сторон она окружена возвышенностями высотой в 400—1600 м от ее дна.

В морфологическом отношении Цалкинская котловина расчленена на более мелкие депрессии с возвышающимися между ними хребтами. Так, например, вдоль южного склона средней части Триалетского хребта выделяется пониженная полоса, которая, по данным Л. Маруашвили (241), в свою очередь, расчленяется на Рехскую котловину, Тарсонскую долину и Притриалетскую наклонную равнину.

К югу от последней, проходит невысокая возвышенная полоса, названная Л. Маруашвили Цалкинским хребтом. Этот хребет начинается в районе селений Теджис и Караком и, протягиваясь в западном направлении, проходит севернее с. с. Кяряк, Санта, Амкала, Гюмбат и Арахло, до-

ходя до Тавкветили. Еще западнее, его продолжением являются холмы, окаймляющие по северному и северо-западному берегам озеро Табацкури.

К югу от этого хребта расположена самая обширная в этом районе депрессия — Бешташенская котловина, ограниченная с запада наклонным лавовым плато Самсарского хребта и Мокрых гор, а с юга — частью этого же плато и западной частью хребта Бедени. Дно Бешташенской котловины представляет собой идеальную, вытянутую в широтном направлении равнину, длиною в среднем в 27 км и шириною от 3 до 9 км. Со стороны Аврамлойского каньона в нее втекает р. Кция и, пересекая ее по всей длине, выходит Бармаксызским каньоном, пропиливая хребет Корсу. С Триалетского хребта в Бешташенскую котловину выходят через Гюмбетский, Ашкалинский и Бешташенский каньоны р. р. Тарсон, Хачкой и Бешташен.

К северо-востоку от Бешташенской котловины расположена Кярякская котловина, имеющая 10 км протяжения с запада на восток и максимальную ширину в 4 км. Абсолютная высота дна котловины равна 1560 м в его наиболее низкой части и 1650 м у северного края котловины.

К югу от Бешташенской котловины проходит невысокая возвышенность Корсу, целиком сложенная слабодислоцированными лавами годердзской свиты. И, наконец, последними частями Цалкинской котловины являются Бармаксызская котловина, невысокий Ташбашский хребет и Башковская котловина.

Вся Цалкинская котловина сложена породами годердзской свиты. Вышеперечисленные отдельные морфологические элементы Цалкинской котловины вытянуты почти в широтном направлении, причем ясно наблюдается влияние тектоники на формирование рельефа. В частности, все упомянутые хребты, сложенные в основном базальтами, андезито-базальтами и долеритами, представляют собой антиклинальные поднятия, а все депрессии — синклинальные понижения.

Мнение некоторых исследователей (218, 221), считающих возвышенности местами излияния основных лав, а депрессии — озерами, образовавшимися вследствие запруды древних ущелий излившимися эффузивами, нужно считать ошибочным. Во всех хребтах Цалкинской котловины ясно видно чередование лавовых покровов с озерными отложениями и, что наиболее интересно — дислоцированность этих образований. Как лавы, так и озерные отложения имеют углы падения в разном направлении, крутизной от 15 до 90°; местами (на Цалкинском хребте в Гюмбатском каньоне) наблюдается даже опрокидывание на юг как озерных отложений, так и эффузивных пород. Ни трещины, ни центры излияния этих лав нигде не наблюдаются. Все факты единогласно говорят за то, что Цалкинская кот-

ловина представляет собой сочетание тектоногенных форм с формами аккумулятивного и эрозионного происхождения.

Вдоль западной части Мокрых гор в меридиональном направлении протягивается высокогорное Гомарет-Башкичетское плато, со своей восточной стороны ограниченное Храмским массивом, Шиндлярским возвышением и западным окончанием Сомхитского хребта; на севере плато непосредственно переходит в Ташбашский хребет, а с юга его окаймляет западная часть Сомхитского хребта. Максимальная длина плато равна 35—40 км, а ширина — 15—20 км. Оно сложено четвертичными долеритовыми и, частично, плиоценовыми лавами и морфологически расчленяется на Башкичетское, Гомаретское и Розенбергское плато.

Розенбергское плато имеет 1500—1600 м абсолютной высоты и сечется правым притоком р. Храми, — р. Джуджиани. Абсолютная высота Гомаретского плато колеблется в пределах 1300—1500 м. Плато дренируется р. Карабулах. Башкичетское плато расположено в верхней части бассейна р. Машавера и абсолютная высота его измеряется в пределах 1700—900 м. Все три плато характеризуются слегка наклонным, плоским или слабо волнистым равнинным рельефом и рассечены каньонами глубиной от 5 до 100 м.

Между Башкичет-Гомаретским плато и Цалкинской котловиной, с одной стороны, и Борчалинской равниной с другой, возвышается горный район, представленный отдельными горными массивами разного геологического строения. С юга этот горный район ограничен северными склонами Сомхитского хребта, а с севера — Беденским хребтом. В восточном направлении он, постепенно спускаясь, переходит в Борчалинскую равнину, а в западном — в Башкичет-Гомаретское и Цалкинское плато.

Самым северным морфологическим элементом этого горного района является Беденский хребет, в отличие от других вытянутый в широтном направлении и представляющий собой как бы западное продолжение Телетского хребта.

К югу от Беденского хребта проходит небольшая депрессия, южнее которой возвышается Храмский горный массив, сложенный древними кристаллическими породами. Массив расчленен глубоким ущельем р. Храми и характеризуется довольно крутыми склонами и более или менее сглаженными вершинами. В южном и западном направлениях Храмский массив перекрывается мощной толщей вулканогенных пород среднего мела и, частично, известняками сенона, характеризуясь морфологически скалистым рельефом. Исключение составляет Нижне-Карталинское лавовое плато, расположенное между долинами р. р. Алгети и Машавери и расчлененное ущельем р. Храми на две неравные части. Этот район морфологически представляет собой ровное, слегка наклоненное на восток плато. Здесь раз-

виты среднечетвертичные долеритовые лавы, спустившиеся с Беденского хребта по древней долине р. Храми. В районе хребта Бедени абсолютная высота плато достигает 1600—1700 м, в районе Тетрицкаро — 1100 м и в районе с. с. Арухло и Сандари 600—400 м. Глубина Храмского каньона равна 150—200 м.

В южной части исследуемой области на границе с Армянской ССР возвышается высокогорный Сомхитский хребет, вытянутый в широтном направлении. Средняя абсолютная высота хребта равна 1600—1800 м. На этом хребте расположены вершины Ляльвар (2562 м) и Локи (2142 м). В северном направлении Сомхитский хребет постепенно спускается в Борчалинскую равнину, а в южном упирается в плато Калинина (б. Воронцовское).

Северные склоны Сомхитского хребта расчленены довольно глубокими, меридионального направления, ущельями (правых притоков р. Машавери) Пиназаури, Локис-цхали, Шулавер-чай и др. Между ущельями возвышаются водораздельные хребты, характеризующиеся довольно скалистым рельефом, определяемым геологическим строением этой области. Они в основном сложены среднемеловыми вулканогенными породами (чередованием кварцпорфировых туфобрекчий, туфопесчаников и внутриформационных покровов), секущимися многочисленными дайками кварцпорфиров, большей частью обнажающихся в виде вертикальных стен.

Сомхитский хребет, в узком морфологическом понимании, сложен среднеэоценовыми вулканогенными породами, смятыми в пологую синклинальную складку. Эти породы, перекрывая с большим угловым несогласием, юрские породы и кристаллическое ядро Локского массива обнажаются в виде отвесных труднодоступных скал.

В юго-восточную часть исследуемого района входит небольшая часть Борчалинской равнины, окруженная с трех сторон горными отрогами Триалетского хребта, Храми-Ормашенской возвышенности и Сомхитского хребта. С северо-восточном направлении она непосредственно сливается с Караязской степью и обширной Куринско-Араксинской низиной. Борчалинская равнина представляет собой почти горизонтальную и нерасчлененную плоскость, на высоте 350—400 м над уровнем моря. Она образовалась благодаря постепенному опусканию и накоплению четвертичных отложений, снесенных с окружающих возвышенностей.

Между Борчалинской равниной и Телетским хребтом, в районе селений Марабда, Кода и Кумиси, расположена предгорная часть Триалетского хребта, представляющая систему полого наклоненных аккумулятивных террас: в восточной части этой полосы возвышается хребет Яглуджа, до 770 м абсолютной высоты.

Крупным морфологическим элементом исследуемого края, является область, расположенная между северными отрогами Триалетского и южными

строгами Главного Кавказского хребтов и представленная Куринской и Тирипонской долинами и расположенным между ними невысоким хребтом, являющимся западным продолжением хребта Сагурамо-Ялнс. Указанный хребет непрерывно прослеживается на запад до г. Гори, а затем сменяется столообразной возвышенностью Карталинии. На этом протяжении хребет прорезывается тремя большими левыми притоками р. Куры, —Арагвой, Ксани и Рехулой. Он сложен миоплиоценовыми конгломератами, моноклинально падающими на север. Максимальная высота его между р. р. Ксани и Арагви достигает 1095 м (гора Горвани), а между р. р. Ксани и Рехул 1097 м (г. Улеви).

Мухранская долина вытянута с северо-запада на юго-восток и почти со всех сторон окружена довольно высокими хребтами. Она узкой перемычкой отделяется от Тирипонской равнины. Мухранская долина, на подобие Борчалинской, представляет собой почти ровную, слегка наклоненную в юго-восточном направлении плоскость, сложенную мощными четвертичными отложениями. Она соединяется узкими ущельями с долиной Куры.

В исследуемую область входит небольшая часть возвышенности Дзирульского массива. Сурамский хребет этого возвышения является водоразделом для Каспийского и Черноморского бассейнов. Хребет вытянут в меридиональном направлении и на юге подходит вплотную к Карталинско-Имеретинскому хребту. В восточном направлении, возвышение Дзирульского массива, постепенно понижаясь, сглаживается и переходит непосредственно в Карталинскую равнину.

Дзирульская возвышенность сложена в основном кристаллическими породами и, частично, юрскими и меловыми образованиями. Максимальная высота возвышенности Дзирульского массива достигает 1300 м. В западном направлении возвышенность постепенно понижается и кристаллические породы и перекрывающие их юрские и меловые образования уходят под почти горизонтально залегающие среднемеловые отложения.

В целом вся возвышенность Дзирульского массива представляет собой расчлененное глубокими ущельями плоскогорье с своеобразным, в общем мягким рельефом, с плоскими гребнями и с округлой формы вершинами и склонами. Иные морфологические черты характеризует меловые отложения, в районах распространения которых выделяются по периферии их развития два карниза: нижний приуроченный к барремским известнякам и верхний — к сеноманским и турон-сенонским.

К западу от Сурамского перевала, по левобережью р. р. Чхеримела, Дзирула и Квирила, вдоль всего Ахалцихско-Имеретинского хребта, протягивается узкая полоса, морфологически резко отличающаяся как от Дзирульского поднятия, так и от Аджаро-Триалетской горно-складчатой системы. Эта полоса сложена в основном слабо дислоцированными неогено-

выми глинисто-песчанистыми отложениями, с большим угловым несогласием, перекрывающими верхнемеловые образования. Морфологически она представлена небольшим понижением со слегка холмистым рельефом. С южной стороны, во всю длину, возвышается надвинутый на нее Ахалцихско-Имеретинский хребет, с которого спускаются многочисленные реки, своими ущельями расчленяющие всю эту полосу на отдельные невысокие и плоские меридионального направления гребни, резко обрывающиеся со стороны ущелий р. р. Чхеримела и Дзирула. В западном направлении вся эта полоса постепенно понижается и незаметно сливается с Колхидской низменностью.

Таковы в общих чертах орографические элементы исследуемой области.

В гидрографическом отношении вся эта обширная область принадлежит к двум крупным бассейнам, — Черноморскому и Каспийскому. Водоразделом между ними служат Арсианский, Ахалцихско-Имеретинский и Сурамский хребты. К востоку от указанных хребтов вся гидрографическая сеть относится к р. Куре, а к западу — к р. р. Рионе, Супса и Чорохи.

Река Кура, являясь самой крупной рекой Закавказья, берет начало в Турции и вступает в пределы Грузинской ССР непосредственно выше древнего монастыря Вардзиа и течет до с. Аспиндза в меридиональном направлении. Выше впадения р. Ахалкалакис-цхали, ею пропилено в отложениях годердзской свиты каньонообразное ущелье. Вниз от с. Аспиндза *до с. Минадзе она принимает З—СЗ направление. Здесь, за исключением* участка Цхалтбила-Минадзе, она протекает в мягких глинисто-песчанистых отложениях верхнего эоцена, образуя довольно широкую долину. На участке Цхалтбила-Минадзе она вступает в область развития массивных вулканогенных пород среднего эоцена в виде узкого ущелья, имеющего крутые, скалистые склоны.

У с. Минадзе, ниже впадения р. Уравели, Кура вступает в Ахалцихскую депрессию, где принимает крупный левый приток р. Посхови. На небольшом отрезке, между с. с. Минадзе и Цниси, она вновь приобретает меридиональное направление, но ниже с. Цниси поворачивает на северо-восток и сохраняет это направление до выхода на Хашурскую равнину. В области Ахалцихской депрессии Курой проложена широкая долина, с многочисленными и хорошо выраженными террасами. Исключение составляет Цнисский участок, где Кура пропилила в среднеэоценовых вулканогенных образованиях глубокое каньонообразное ущелье.

Выйдя из пределов Ахалцихской депрессии, Кура переходит в область развития вулканогенных образований среднего эоцена (ниже с. Ацхури), образуя глубокое ущелье, по которому течет до выхода на Хашурскую равнину. На этом отрезке она принимает много притоков, расчленяющих южные склоны Ахалцихско-Имеретинского хребта и северо-западные склоны

Триалетского хребта (в широком понимании). С левой стороны в нее впадают р. р. Цин-убани, Заварети, Квабис-хеви, Ликанис-цхали, Банис-хеви и др. и с правой — Двири, Чобис-хеви, Боржомула, Гуджаретис-цхали, Недзви и др. Большинство перечисленных притоков имеет меридиональное направление и в их глубоких ущельях обнажается вся сложная структура названных хребтов.

Выходя на Хашурскую равнину, Кура меняет северо-восточное направление на широтное, сохраняя его до с. Мцхета. На этом отрезке река течет вдоль линии контакта Аджаро-Триалетской горно-складчатой системы с Грузинской глыбой, создавая широкую Хашурско-Карельскую равнину. В районе Гори эта равнина суживается, а в районе Гракали-Метехи вновь расширяется.

Ниже ст. Дзегви, в районе ст. Мцхета Кура глубоко пропиливает по простиранию Мцхетскую антиклинальную складку и опять принимает вид ущелья.

На описанном отрезке Кура принимает с левой стороны притоки: Сурамула, Проне, Лиахви, Рехула, Ксани и Арагви, и с правой — Дзама, Хведуретис-цхали, Тана, Тедзами, Кавтура и Дарбазеула.

На отрезке с. Мцхета — ст. Соганлуги Кура от широтного направления *поворачивает на юг и, огибая с восточной стороны Триалетский хребет*, протекает частью вдоль, частью поперек погружающихся складок Аджаро-Триалетской системы (см. тектоническую карту). Ниже ст. Соганлуги, в Караязской степи и в Борчалинской равнине долина Куры опять расширяется. В этой части она принимает крупные притоки Алгети и Храми, стекающие с южных склонов Триалетского хребта и с Ахалкалакского лавового нагорья.

Чтобы закончить общую характеристику гидрографической системы бассейна р. Куры, следует коснуться в общих чертах ее крупных притоков — Посхови и Храми.

Р. Посхови, берущая начало на восточном склоне Арсианского хребта и на северном и западном склонах Эрушетского нагорья, имеет в верхней части широтное направление, в средней — меридиональное, а в нижней — опять широтное. В средней части (до старого моста у с. Цхалтбила) она пропиливает вкрест простирания среднеэоценовые массивные вулканогенные породы и создает глубокое ущелье; ниже названного пункта она выходит в Ахалцихскую депрессию, где, за исключением участка Суфлис-Ахалцих, протекает по мягким глинисто-песчанистым отложениям верхнего палеогена и нижнего неогена. В этой расширенной части Ахалцихской депрессии *хорошо развиты многочисленные, ступенчато расположенные террасы.*

Крупным притоком Посхови является р. Кваблиани (Квабис-хеви), начинающаяся на северной оконечности Арсиаского хребта и, вместе со свои-

ми притоками дренирующая Аджаро-Имеретинский и Арсианский хребты. Левый приток Квабливани р. Оцхе (Абастуманка), берет начало на южных склонах Ахалцихско-Имеретинского хребта и в его поперечном и глубоком ущелье обнажается вся сложная тектоника южного склона этого хребта и северной части Ахалцихской депрессии.

Р. Посхови с притоком Квабливани делит Ахалцихскую депрессию, вдоль ее длинной оси, на две части.

Р. Храми, берущая начало с северной части Ахалкалакского нагорья, в верхней своей части (выше с. Цалка) называется рекой Куия. Выше с. Ташбаши р. Куия, протекая в отложениях годердзской свиты и в верхнеплиоценовых лавах, пересекает ряд котловин и невысоких хребтов тектонического происхождения. Ниже с. Ташбаши р. Храми делает крутой поворот на юг, и у с. Молотово (быв. Розенберг) врезывается узким ущельем в кристаллические породы Храмского массива, где ею образованы три извилины. Верхняя и нижняя извилины имеют почти меридиональное, а средняя—широтное направления. Ниже последней извилины Храми направляется на восток и, пройдя Борчалинскую равнину, впадает в Куру. Между с. с. Квемо-Ахалшени и Арухло ею пропилен долеритовый поток и образовано каньонообразное ущелье.

Из многочисленных правых притоков Храми необходимо указать р. р. Джуджиани, Карабулах и Машаверу. Первые две из них берут начало с восточных склонов Мокрых гор и имеют широтное направление. Они врезаны своими ущельями в плиоценовые и четвертичные лавы и в среднемеловые образования. Машавера, также берущая начало с восточных склонов Мокрых гор, направляется в Борчалинскую равнину. До с. Болниси (Люксембург) она имеет северо-восточное течение и протекает в молодом четвертичном долеритовом потоке, образуя каньонообразное ущелье. Ниже с. Квеши ущелье принимает вид долины, сохраняя его до впадения в Храми.

Многочисленные правые притоки р. Машавера, берущие начало, как и р. Шулавер-чай (правый приток Храми), на Сомхитском хребте, своими меридиональными ущельями расчленяют северный склон Сомхитского хребта и его предгорий, обнажая геологическое строение этой местности. Наиболее интересна из них р. Поладаури, состоящая из двух основных ветвей: Лок-чай и Перпенджан-чай, по ним обнажаются Локский кристаллический массив и все горизонты осадочных отложений, начиная от нижнего лейаса до среднего эоцена.

Крупной водной артерией, относящейся к бассейну Черного моря, в северной части исследованного района, является р. Рионн с притоками—Ханис-цхали и Квирила, а в западной части — р. р. Супса, Натанеби, Кинтриши, Чаквис-цхали, Чорохи и Аджарис-цхали.

Р. Риони с Квирилой является северо-западной границей области моих исследований, вследствие чего я их здесь касаться не буду. Меня, главным образом, интересует левый приток р. Квирила — Дзирула с притоком Чхеримела.

Р. Дзирула, оказывающаяся в пределах исследуемой области только нижней своей частью (ниже с. Хуневи), врезана глубоким ущельем в кристаллические породы Дзирульского массива и местами в нижне- и среднеюрские образования; у с. Шроша она поворачивает круто и принимает южное направление, которое сохраняет до впадения в нее р. Чхеримела. Здесь она вновь меняет направление на почти широтное и у ст. Шорапани впадает в Квирилу. Ниже с. Шроша Дзирула глубоким ущельем врезается в вулканогенные отложения байоса. Наиболее крупными притоками Дзирулы, кроме р. Чхеримела, являются р. р. Квадаура и Гезрула.

Большего внимания заслуживает ущелье р. Чхеримела, стекающей с западного склона Лихского хребта. Река вместе со своими правыми притоками глубоко врезается в меловые и среднеюрские образования и кристаллические породы Дзирульского массива; левые ее притоки — Ваханис-цхали, Зварула, Бжолис-хеви, Легванис-цхали, Джонджоура и др., стекающие с северных склонов Ахалцихско-Имеретинского хребта, — глубоко врезаны в вулканогенные образования среднего эоцена, в карбонатные отложения мела и в глинисто-песчанистые породы среднего миоцена.

Р. Ханис-цхали со своим притоком Кершавети, стекает с северных склонов Ахалцихско-Имеретинского хребта и, протекая в почти меридиональном направлении, имеет глубокое русло и крутые еще не разработанные склоны, дающие прекрасные геологические разрезы. Эти разрезы и не уступающие им разрезы по ущелью р. Абастумани (Оцхе), дают наглядное представление о всей тектонике центральной части Аджаро-Триалетской складчатой системы. В этом отношении представляет интерес также левый приток Ханис-цхали Цабларис-хеви.

Р. р. Супса и Натанеби с притоками Губазеула, Бахвис-цхали и Бжуджа являются главными водными артериями северного склона Аджаро-Гурийского хребта и Гурийской депрессии. В верхних своих частях они глубоко врезаны узкими ущельями в среднеэоценовые массивные вулканогенные образования, а в области Гурийской депрессии Супса и Натанеби протекают в своих же отложениях, где меандрируют и имеют старческий вид. В редких случаях под террасами или в обрывах они размыли мягкие породы верхнетретичных отложений.

В отношении наличия хороших и полных геологических разрезов очень интересной является р. Кинтриш, берущая начало на южном склоне Аджаро-Гурийского хребта, у северных склонов гор Калава (1766 м) и Перанга (2235 м). В нижней своей части (ниже с Чахати) р. Кинтриш имеет широт-

ное направление и медленное течение, а выше, принимая почти меридиональное направление, глубоко пропиливает Аджаро-Гурийский хребет.

Следующей, впадающей в Черное море, рекой является р. Чаквис-цхали, берущая начало с г. г. Морвили (1728 м), Гнелят-хеви (1564 м) и Тарат (1373 м) Чаквинского хребта. За исключением своей незначительной нижней части, она представляет собой горную реку, с крутым падением и со слабо разработанными, очень крутыми в верхней части, террасированными береговыми склонами, сложенными эоценовыми вулканогенными образованиями.

Ущелье р. Аджарис-цхали является крупным гидрографическим элементом для всей Аджарии. Оно, имея только на западе узкий выход в Чорохскую долину, замкнуто с трех сторон высокими хребтами: на юге — Шавшетским, на востоке — Арсианским и на севере — Аджаро-Гурийским и Чаквинским. Ущелье ограничено очень крутыми, почти недоступными, скалистыми склонами.

Как сама Аджарис-цхали, так и все ее притоки, глубоко врезанные в горные массивы, резко расчленяют их на отдельные более мелкие орографические единицы. Крупными правыми притоками являются р. р. Чванис-цхали и Горджомула. Первый из них берет начало на южном склоне Аджаро-Гурийского хребта и впадает в Аджарис-цхали ниже с. Ахалдаба. Второй, р. Горджомула, начинается на вершине Сакула-перди (2450 м) и впадает в Аджарис-цхали выше с. Хуло.

Из левых притоков крупными будут р. р. Акаверт, Чарухис-цхали и Схалта, расчленяющие северные склоны Шавшетского хребта.

Все перечисленные притоки р. Аджарис-цхали глубоко врезаны узкими ущельями в эоценовые вулканогенные образования. Исключение составляет верхняя часть бассейна р. Горджомула, район Горджоми, где развиты более мягкие породы верхнего эоцена и наблюдается сравнительно сглаженный и мягкий рельеф.

На исследуемой территории находится незначительный нижний отрезок долины р. Чорохи, который может быть разбит на две части: равнинную (морскую) и ущельеобразную. Наибольший интерес представляет правый приток р. Чорохи — р. Мачахелис-цхали, берущая начало на южном склоне Шавшетского хребта и на своем пути пересекающая почти вкрест простирания складки среднеэоценовых вулканогенных образований.

3. Общий характер геотектонического строения южной части Грузии

Исследуемая нами территория охватывает полностью южную Грузию и, частично, узкую полосу центральной части страны. Геологическому описанию указанных областей необходимо предпослать краткую характеристику выделяемых мною геотектонических элементов.

Как известно, Кавказ в целом является одной из основных частей Альпийского орогена, расчленяемого геотектонистами на отдельные зоны и подзоны. Не входя в анализ предложенных разными авторами геотектонических схем, я отмечу лишь, что в общих чертах они, за некоторыми исключениями, мало отличаются одна от другой.

Наиболее приемлемой для меня является известная геотектоническая схема В. П. Ренгартена (301), в которую внесены некоторые поправки А. И. Джанелидзе и мною.

В основу геотектонического деления нами кладется стабильность и лабильность зон, что в свою очередь, выявляется в основном характером тектоники, а также мощностями и фациями отложений и, отчасти, вулканизмом. Подходя к исследуемым мною областям и вообще ко всей территории Грузии с этой точки зрения, я ее расчленяю на следующие крупные геотектонические единицы: 1) складчатую систему южного склона Большого Кавказа; 2) грузинскую глыбу (по А. Д. Джанелидзе или Рионско-Дзирульская и Карталинская подзоны по В. Ренгартену); 3) Аджаро-Триалетскую складчатую систему; 4) Артвинско-Сомхитскую глыбу (западное продолжение Куринской и Сомхитско-Азербайджанской подзоны В. Ренгартена).

Необходимо заметить, что границы между вышеперечисленными геотектоническими единицами не всегда и не везде ясно выражены и, в большинстве случаев, между ними выделяются переходные подзоны. Исследованная мною территория охватывает Аджаро-Триалетскую складчатую систему целиком и смежные части Артвинско-Сомхитской и Грузинской глыб.

Грузинская глыба

Грузинская глыба расположена между складчатыми системами южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии и занимает всю пониженную (центральную) часть Грузии, начиная от Черного моря на западе и кончая средней частью долины р. Иори на востоке. В грубых чертах она имеет вид треугольника, основанием которого является восточное побережье Черного моря, а вершиной — долина р. Иори. В западном направлении глыба, по всей вероятности, продолжается в бассейне Черного моря, а в восточном непосредственно переходит в Куринскую подзону. Восточная оконечность Грузинской глыбы в районе междуречья Арагви и Иори быстро суживается и, погружаясь под мощные отложения миоцена и плиоцена, врезывается клином между восточным окончанием Аджаро-Триалетской складчатой системы и Кахетинским хребтом; последний, по нашему представлению, является небольшой ветвью складчатой системы южного склона Большого Кавказа. Восточнее долины р. Иори Грузинская глыба постепенно расширяется и непосредственно сливается с Сомхитско-Азербай-

джанской подзоной В. Ренгартена. На юге она резко отделяется (как морфологически, так и тектонически) от складчатой систмеы Аджаро-Триалетии, а на севере — от складчатой системы южного склона Большого Кавказа.

В геологическом отношении Грузинская глыба характеризуется развитием маломощных (за исключением вулканогенной толщи байоса) мезозойских и третичных отложений в неритических и полулагунных фациях, залегающих на жестком кристаллическом субстрате. Крупный выход этого жесткого субстрата в настоящее время представлен Дзирульским массивом.

Жесткость (неподатливость) Грузинской глыбы четко выявляется слабыми пликативными и сильными дизъюнктивными дислокациями. Здесь развиты пологие, в основном покровного характера, складки, иного направления чем в соседних геотектонических складчатых зонах.

Грузинская глыба, в свою очередь, подразделяется на три более мелкие геотектонические зоны: 1) Колхидскую, 2) Дзирульскую и 3) Молассовую.

1) Колхидская зона охватывает всю западную часть Грузинской глыбы. Здесь жесткий субстрат, начиная от Дзирульского массива, постепенно погружается в западном направлении и перекрывается мезозойскими, третичными и четвертичными отложениями. Наибольшим распространением на выходах пользуются третичные и четвертичные отложения.

2) Дзирульская зона занимает центральную часть Грузинской глыбы и является ключем для всей геологии данной геотектонической единицы. Кристаллический субстрат здесь высоко приподнят и глубоко прорезан ущельями рек Квирила и Дзирула. Дзирульская зона сложена в основном древними палеозойскими регионально-метаморфизованными кристаллическими сланцами, гранитоидными и, реже, габброидными интрузиями, трансгрессивно перекрытыми маломощными нижнеюрскими и среднеюрскими, меловыми и частично, третичными отложениями. В восточном направлении Дзирульская зона также, как и в западном, постепенно погружаясь, непосредственно переходит в Молассовую зону.

3) Молассовая зона охватывает Тирипонскую и Мухранскую долины, междуречье Арагви и Иори и всю нижнюю часть долины р. Иори.

Её характерной особенностью является широкое развитие мощных миоценовых и плиоценовых, в основном континентальных, отложений.

Тектоническая структура Молассовой зоны не однообразна: западная ее часть (Тирипонская долина и западнее) характеризуется слабыми пликативными дислокациями, восточная же часть — сильными пликативными дислокациями, обусловленными глубоким погружением жесткого субстрата с одной стороны и быстрым сужением Грузинской глыбы с другой. Здесь взамен пологих складок развиты сильно сжатые и опрокинутые на юг изо-

клинальные складки, что обусловлено давлением с севера на юг складчатых систем южного склона Большого Кавказа и Кахетинского хребта (А. Джанелидзе).

В. Аджаро-Триалетская складчатая система

Аджаро-Триалетская складчатая система сложена меловыми и палеогеновыми, в основном вулканогенными и флишевыми образованиями громадной мощности. Она характеризуется сильно сжатыми, в общем широтного направления, складками, опрокинутыми на соседние глыбы; общая тектоническая схема системы характеризуется веерообразной формой.

В восточном направлении Аджаро-Триалетская складчатая система продолжается до долины р. Иори, где ее огибает Молассовая зона, а в западном направлении, огибая с юга Черное море, уходит в Понтические горы. Северная граница (с Грузинской глыбой) системы очень четко выражена, а южная (с Артвинско-Сомхитской глыбой) очерчивается не так ясно, так как она в большей своей части перекрыта молодыми миоплиоценовыми и четвертичными континентальными вулканогенными образованиями и лавами.

Аджаро-Триалетская система мною расчленяется на три продольные зоны: 1) северную, 2) центральную и 3) южную.

1. Северная зона, сложенная в основном мощными вулканогенными образованиями среднего эоцена, характеризуется опрокинутыми и надвинутыми на север, большею частью сильно сжатыми складками.

В северной зоне мною выделяется Гурийско-Кавтисхевская подзона, которая по характеру тектоники и фаций отложений является переходной между складчатой системой и глыбой. Она в западной части охватывает всю так называемую Гурийскую депрессию, а на востоке — Кавтисхевский нефтеносный район. В центральной своей части (по южной периферии Дзирульского массива — левобережья долин р. р. Дзирула и Чхеримела) она представлена узкой полосой и отделена от остальной части зоны крупными надвигами. Во всех своих частях эта подзона нефтеносна (Гурия, Багдади, Харагоули, Вани, Кавтисхеви) и естественно назвать ее Гурийско-Кавтисхевской нефтеносной подзоной.

2. Центральная зона системы, сложенная мощными меловыми вулканогенными и карбонатными, палеоцен — нижнеэоценовыми и флишевыми и среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, характеризуется сильно сжатыми вееро- и сундучнообразными складками.

В восточной части центральной зоны (левобережье долины р. Куры) нами выделяется, отличающаяся от других частей, Дигомско-Сартачальская подзона, сложенная верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями. Эта подзона расположена между Дигомской синклиналью и Сеидабадской антиклиналью и протягивается на западе узкой полосой до манглисского мери-

диана, — до окончания Лисской антиклинали и Сабурталинской синклинали. В восточном направлении она продолжается до долины р. Иори, — до окончания всей системы.

Следует особо отметить, что вся восточная часть Аджаро-Триалетской складчатой системы (левобережье р. Куры, за исключением полосы Мцхета-Норио) смята значительно слабее остальных ее частей, что объясняется неглубоким залеганием здесь жесткого субстрата.

3. Южная зона Аджаро-Триалетской системы характеризуется опрокинутыми на юг складками, сложенными верхне- и среднеэоценовыми глинисто-песчанистыми и вулканогенными образованиями, и частично, средне- и верхнемеловыми карбонатными и вулканогенными отложениями.

В южной зоне мною выделяется в самостоятельную подзону Ахалцихская депрессия, по своей лабильности и, частично, по характеру фаций отложений резко отличающаяся от остальных зон и подзон всей системы. Она представляет собой крупный синклинорий, где развиты сильно сжатые и опрокинутые на юг (в общем) складки.

С. Артвинско-Сомхитская глыба

Артвинско-Сомхитская глыба в пределах Грузии хорошо выявляется только в долинах рек Храми и Локи, где имеются выходы древнего кристаллического жесткого субстрата, а в пределах Турции — в Артвинском районе.

Большая часть Артвинско-Сомхитской глыбы перекрыта мощными миоценовыми вулканогенными образованиями и плиоценовыми и четвертичными лавами, мешающими детальному изучению ее тектонической структуры. Характерной особенностью этой зоны является слабая пликативная дислоцированность и более или менее крупные дизъюнктивные нарушения слагающих ее толщ.

Артвинско-Сомхитская глыба может быть расчленена на пять зон: 1) Артвинскую, 2) Джавахетскую, 3) Болнисскую, 4) Борчалинскую и 5) Асуретскую.

1) Артвинская зона, охватывающая Артвинский район, характеризуется одной крупной Артвинской антиклиналью, с кристаллическими породами в ядре, и двумя небольшими и пологими складками, сложенными, главным образом, вулканогенными образованиями мела и эоцена. Все складки имеют ЮЗ—СВ простирание.

2) Джавахетская зона, в отличие от остальных зон глыбы, характеризуется широким развитием мощных, континентального происхождения, вулканогенных пород годердзской свиты и более молодых лавовых покровов. Тектоническая структура данной зоны, еще слабо изучена; намечены лишь

некоторые крупные разломы меридионального и широтного направления и небольшое количество очень пологих складок.

3) К Болнисской зоне мною относятся гористые части Тетрицкаройского, Болнисского и, частично, Башкичетского районов. В пределах этой зоны имеются выходы кристаллических пород жесткого субстрата в виде Храмского и Локского массивов, а также маломощных лейасских, частично байосских и, в основном, мощных средне и верхнемеловых кислых вулканогенных образований и известняков, резко отличающихся от синхронных образований Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тектоническая структура Болнисской зоны очень проста и характеризуется малочисленными и пологими складками типа брахискладок.

4) Борчалинская зона охватывает все нижнее течение реки Храми и часть долины р. Куры и целиком покрыта молодыми четвертичными отложениями, перекрывающими меловые и, частично, третичные вулканогенные образования, а также древне-четвертичные лавовые потоки долеритов. По этой причине тектоническая структура ее не может быть выявлена. Ясно только одно, что в продолжение всего четвертичного периода она претерпевает относительное опускание.

5) Асуретская зона Артвинско-Сомхитской глыбы в северной своей части непосредственно примыкает к восточной части южной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы и на западе постепенно переходит в Моласовую зону. По своему геологическому строению её можно рассматривать, как переходную между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Артвинско-Сомхитской глыбой. Зона эта сложена в основном верхнеэоценовыми и олигоценовыми и, частично, миоплиоценовыми маломощными отложениями. Здесь проходят складки юго-восточного направления, по интенсивности сжатия занимающие среднее положение между складками Аджаро-Триалетии и Артвинско-Сомхитской глыбы. Все складки расходятся и погружаются в юго-восточном направлении, а в северо-западном направлении воздымаются, но не продолжаются в Аджаро-Триалетскую складчатую систему.

В заключение следует отметить, что все вышеперечисленные зоны и подзоны являются, в основном, и геоморфологическими зонами.

II. СТРАТИГРАФИЯ

Исследуемая область сложена очень разнообразными (интрузивными, осадочными и метаморфизованными) и разновозрастными (начиная от докембрия и кончая современными) комплексами пород, описание которых дается по выделенным нами геотектоническим единицам.

Стратиграфическая характеристика геологических образований мною дается не с одинаковой детальностью для всех районов исследуемой территории. Главное внимание уделяется осадочным толщам всей области и особенно — Аджаро-Триалетской складчатой системы. Описание древних метаморфизованных толщ и интрузивных пород вообще дается очень кратко, поскольку они являются предметом изучения других исследователей (173, 326, 342).

1. Докембрий и палеозой

Метаморфизованная толща

Метаморфизованная толща развита в Дзирульском и Локском массивах. В Дзирульском массиве в последнее время (381, 382) под этим названием принято объединять сильно метаморфизованную формацию кристаллических сланцев и сравнительно слабо метаморфизованную формацию филлитов. Метаморфизованная же толща Локского массива, по степени метаморфизма, занимает среднее положение между кристаллическими сланцами и филлитами Дзирульского массива.

Последние две формации большинством геологов (94, 95, 211, 326, 342) считаются разновозрастными. Первая из них, ввиду наличия сильного метаморфизма и внедрения в нее кварцевых диоритов (серых гранитов) считается докембрийской, а вторая, на основании найденной в ней фауны археоциатид и слабого метаморфизма — нижнекембрийской. Однако в последнее время некоторые исследователи (381, 382) приходят к заключению о единстве и одновозрастности обеих формаций.

Дзирульский массив

1) Кристаллические сланцы

В Дзирульском массиве кристаллические сланцы не выделяются в виде единой обособленной толщи; выходы их рассеяны по всему массиву в виде ксенолитов и небольших размеров, изолированных друг от друга тел, спаян-

ных прорывающими их более молодыми гранитоидными интрузиями. Общее геолого-петрографическое описание этих пород дано в работах Г. Смирнова, Н. Татришвили, Т. Казахашвили (326), а более детальное — в работе С. Чихелидзе (382). Ниже приводится их описание в основном базирующееся на данных последнего.

Среди кристаллических сланцев различают: плагиоклазо-биотитовые гнейсы, двуслюдяные и гранатовые гнейсы, биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные сланцы, большей частью с ясно выраженной сланцеватостью. По мнению С. Чихелидзе, первоначально весь Дзирульский массив был представлен именно слюдистыми сланцами и, вследствие внедрения в них интрузивов, образовались мигматитизированные породы разного габитуса и изменчивой природы. Наибольшим распространением пользуются именно эти инъецированные породы — мигматиты.

Слабо инъецированные кристаллические сланцы обыкновенно представлены мусковитовыми и мусковит-биотитовыми сланцами. Сланцы эти большею частью темносерого или мутно-зеленого цвета и характеризуются резко выраженной сланцеватостью. Главными составными минералами являются: кварц, мусковит (иногда вместе с серицитом), биотит, плагиоклаз; в редких случаях встречается и микролин, но он считается привнесенным; из акцессорных минералов встречаются: циркон, рудные минералы, эпидот, сфен, рутил и апатит. В некоторых образцах попадаются (174) кордиерит с иголками силлиманита и андалузит. Подчиненное положение среди кристаллических сланцев занимают кварциты, кварцитовые и амфиболовые сланцы.

2) Филлиты

Филлиты, в отличие от кристаллических сланцев, резко выделяются в природе и легко поддаются картированию. Развиты они в основном в двух районах — Бжиневском (ущелье р. Бжинеура, левого притока р. Дзирула) и Чорчанском (юго-восточная часть Дзирульского массива). Небольшой клочок филлитов известен еще в Квадаурском ущелье, к северо-востоку от р. Квадаура.

Среди филлитов С. Чихелидзе (382) выделяет следующие разновидности: нормальные сланцы, инъецированные сланцы, кварциты и мраморы.

В разрезе филлитовой толщи имеется полный ряд сланцев, начиная от слабометаморфизованных микро-сланцев и кончая почти типичными слюдистыми сланцами; между этими разностями наблюдается совершенно постепенный переход. Преобладающим развитием пользуются сланцы первого типа.

Инъецированными сланцами С. Чихелидзе называет сланцы, образовавшиеся вследствие проникновения в них, из прорывающих их интрузи-

вов, кварца, альбита и, иногда, микроклина. Это явление им доказано на основании полевых наблюдений и микроскопического исследования многочисленных шлифов. Инъецированные сланцы по наблюдениям упомянутого автора совершенно постепенно переходят с одной стороны в нормальные сланцы, а с другой — в апофизы пластовых жил, являющихся дериватами гранитной магмы. В общей сложности они составляют не менее 30% всей филлитовой толщи.

Кварциты в филлитовой толще пользуются ограниченным распространением, встречаясь лишь в виде отдельных небольших пачек.

Среди пород филлитовой толщи представляют большой интерес мраморы, содержащие археоциатид. Выходы их приурочены к южной полосе филлитовой толщи, где они представлены изолированными линзообразными телами. Максимальная мощность отдельных линз не превышает 15 м. В литологическом отношении мраморы очень разнообразны, что обусловлено примесями органического пигмента, железных окислов и силикатов. Обыкновенно эти породы имеют беловатый, сероватый, иногда синевато-зеленый цвет. «Линзообразное» залегание мраморов С. Чихелидзе объясняет, в основном, тектоникой.

Встречающиеся в филлитовой толще хлоритовые сланцы и рыхлые слюдистые серпентинитовые сланцы являются филлитами, инъецированными в результате внедрения серпентинитовой магмы.

В Чорчанском районе среди филлитовой толщи С. Чихелидзе выделяет древние метаморфизованные магматические породы порфиритового и габбро-диабазового габитуса — зеленокаменные породы, сильно измененные вследствие метаморфизма. Некоторые из них характеризуются ясно выраженной сланцеватостью, а другие массивным сложением. Эти породы, по мнению С. Чихелидзе, секут филлиты. Менее ясен вопрос о форме залегания порфиритов: представляют ли они собой пластовые интрузии, внутриформационные покровы или же те и другие вместе. Габбро-амфиболитовые породы этот автор определенно считает секущими интрузиями. Зеленокаменные породы, по его наблюдениям, древнее красных гранитов, так как некоторые из них инъецированы гранитным материалом — кварцем и полевыми шпатами.

Заканчивая на этом описание пород кристаллических сланцев и филлитов, небходимо отметить, что С. Чихелидзе выделяет переходные породы от филлитов к кристаллическим сланцам и допускает возможность постепенного перехода кристаллических сланцев-гнейсов в кварцевые диориты.

Локский, Храмский и Артвинский массивы

Метаморфизованная толща встречается в Артвинско-Сомхитской глыбе только в Локском и Артвинском массивах. В Храмском массиве она никем еще не выделена.

Метаморфизованная толща Артвинского массива нам известна только по работам Л. Бацевича (26), по данным которого она представлена сильно метаморфизованными глинистыми сланцами и филлитами, в которых в виде линз залегают маломощные тела белых мраморов. В Музее Грузии хранится небольшая коллекция Л. Бацевича, в которой имеется образец *метаморфизованной породы, очень напоминающей филлиты Дзирульского* массива. На основании геологической карты этого автора, можно заключить, что в Артвинском массиве метаморфизованные глинистые сланцы пользуются большим распространением, окаймляя широкой полосой гранитный кристаллический массив.

Метаморфизованная толща Локского массива широко развита в нижнем и верхнем течениях р. Пиназаури (правый приток р. Машавера), в особенности на левом склоне ущелья в окрестностях сел. Камышло и в верховьях р. р. Джандар-чай и Лок-чай. В первом случае она служит кровлей для гранитоидных интрузивов, во втором — зажата среди этих интрузивов.

По данным Т. Казахашвили (174[а]) породы метаморфизованной толщи представлены, главным образом, слюдяными сланцами, мусковитовыми, мусковито-хлоритовыми, хлорито-серицитовыми, мусковито-биотитовыми, *мусковито-амфиболитовыми, мусковито-хлоритово-гранатовыми, хлоритово-эпидотовыми*, графитовыми и хлоритово-актинолитовыми сланцами и гнейсами; также встречаются кварциты, мраморы и андалузитовые сланцы.

Породы метаморфизованной толщи большею частью черноватого цвета с шелковистым блеском на поверхности с явно заметной сланцеватостью, по направлению которой часто наблюдаются тонкие прожилки кварца и, в некоторых случаях, тонкие пленки графита. Простирание сланцеватости преимущественно северо-восточное, падение юго-восточное, крутое. Вся толща инъецирована многочисленными жилками кварца от нескольких миллиметров, до 3—12 см мощности. Также часты и секущие кварцевые жилы изменчивой мощности.

Среди пород метаморфизованной толщи Локского массива пользуются наибольшим распространением слюдяные и хлористо-слюдяные сланцы. Вообще более сильная метаморфизация сланцев приурочивается к контактам с секущими их гранитными интрузиями, выражаясь в огнейсовании и мигматизации сланцев, а также в новообразовании контактово-метаморфических минералов, — андалузита, силлиманита, граната, турмалина и др.

По степени метаморфизма породы метаморфизованной толщи Локского массива занимают среднее положение между кристаллическими сланцами и

филлитами Дзирульского массива. В Локском массиве можно проследить постепенный переход от настоящих филлитов к типичным кристаллическим сланцам, при этом значительно преобладают первые.

Т. Казахашвили относит метаморфизованную толщу Локского массива к докембрию, основываясь на том, что эта толща по своему петрографическому характеру стоит близко к докембрийским кристаллическим сланцам Главного Кавказского хребта. «Ни литологически, ни микроскопически эти кристаллические сланцы не напоминают филлиты Дзирульского массива, относящиеся к кембрию». Однако с этим выводом автора трудно согласиться, так как литологически и микроскопически метаморфизованная толща Локского массива очень близко стоит как к кристаллическим сланцам, так и к филлитам Дзирульского массива. Нас убеждают в этом микроскопическое описание пород метаморфизованной толщи Локского массива, произведенное самой Т. Казахашвили, а также детальное изучение метаморфизованной толщи (филлитов и кристаллических сланцев) Дзирульского массива, проведенное С. Чихелидзе (382).

Филлитовую толщу Дзирульского массива, на основании найденных в ней И. Кузнецовым (211) и Г. Барсановым *Coscinocyathus caucasicus* Vol. и *Archaeocyathus* sp. относят к нижнему кембрию.

Спорным остается вопрос о возрасте кристаллических сланцев и об их взаимоотношении с филлитами. С. Чихелидзе две эти толщи объединяет в один общий геологический комплекс, который, по его мнению, претерпел одновременный региональный метаморфизм после нижнего кембрия. Кристаллические сланцы, слагающие нижнюю часть комплекса претерпели более сильный региональный метаморфизм, чем филлиты, залегающие в его

На странице 41-ой, в 4-ом абзаце пропущена вторая строчка следующего содержания: гументы: а) наблюдаемая в филлитовой толще пачка сланцев по степени

крупной кварцево-диоритовой интрузии; в) прорывание филлитовой толщи интрузиями красных гранитов, по мнению автора, одновозрастных с древними кварцевыми диоритами; г) наличие в филлитовой толще зеленокаменных сланцев; д) одинаковое простирание обеих толщ.

По нашему мнению наличие в филлитовой толще маломощных пачек сильно метаморфизованных сланцев, напоминающих кристаллические сланцы, не может решить вопроса о возрасте этих толщ.

Не доказано, что жила кварцевого диорита является апофизой именно древнего кварцевого диорита. Это здесь непосредственно нигде не наблюдается, а вопрос однофазности кварцевых диоритов и красных гранитов, как известно, спорный.

Также не решает вопроса наличие в филлитовой толще пород зеленокаменных сланцев, если даже принять синхроничность порфиритов и филлитов; в этом случае габброидные породы, секущие филлиты вполне могут быть связаны с интрузивной фазой той же вулканической деятельности, с которой связаны порфириты.

Что же касается совпадения простирания кристаллических сланцев и филлитов, то и это не может служить аргументом в пользу одновозрастности, так как хорошо известно, что в Дзирульском массиве аналогичное простирание имеют и мезозойские отложения.

Таким образом, вопрос о возрасте кристаллических сланцев, по нашему мнению, и в настоящее время продолжает оставаться спорным. Тот факт, что кристаллические сланцы секутся кварцевыми диоритами, а филлиты нет, говорит скорее в пользу древности первых.

Несомненно одно, что кристаллические сланцы сами по себе являются очень древними разновозрастными образованиями и нет никакого основания для объединения их с филлитами нижнепалеозойского возраста.

На основании вышеизложенного я склоняюсь к тому выводу, что *1) кристаллические сланцы Дзирульского массива древнее филлитов нижнего палеозоя и между ними имел место длительный перерыв; 2) метаморфизованная толща Локского массива (возможно и Артвинского) и филлиты Дзирульского массива являются образованиями одного и того же возраста.*

В. ДРЕВНИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

Древние кислые интрузии известны в исследуемом районе в областях Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб. В области Грузинской глыбы они обнажены в Дзирульском массиве, а в пределах Артвинско-Сомхитской глыбы — в Локском, Храмском и Артвинском массивах. По петрографическому составу различают две разновозрастные разновидности кислых интрузивов: а) кварцевые диориты («серые граниты») и b) розовые граниты.

Дзирульский массив

1) Кварцевые диориты

Кварцевые диориты являются наиболее древними и широко распространенными интрузивными породами Дзирульского массива. Особенно широко они развиты в его западной части.

Характерным для них является наличие ксенолитов кристаллических сланцев, количество которых увеличивается по мере приближения к контакту с последними. В контактовой полосе наблюдается также интенсивная мигматитизация кристаллических сланцев.

В свою очередь сами кварцевые диориты, согласно исследованиям П. Топурия (348) под действием более молодых красных гранитов, испытывают существенное изменение, выражающееся главным образом в инъецировании их микроклином. Это явление особенно четко выражено у контакта кварцевых диоритов с красными гранитами. По мере удаления от контакта микроклинизация постепенно затухает и наконец, совсем исчезает. В зависимости от количества микроклина, цвет кварцевых диоритов меняется от серого до красного, что создает впечатление постепенного перехода диоритов в граниты. К подобным породам, повидимому, относятся также описанные некоторыми авторами (342) банатиты Дзирульского массива.

Кварцевые диориты представляют собой породу, в основном, серого цвета, гипидиоморфно-зернистой структуры со значительным содержанием биотита. При большом содержании биотита они приобретают совершенно темную окраску. Детальное петрографическое изучение произведено рядом исследователей (326, 342, 343, 382). Согласно их данным главными породообразующими минералами являются: кварц (мозаичный с волнистым погасанием), плагиоклаз (олигоклаз, андезин), а иногда и альбит и биотит; иногда встречаются роговая обманка и калишпат (микроклин); акцессорные минералы представлены: цирконом, апатитом, магнетитом и иногда сфеном; из вторичных минералов присутствуют хлорит, серицит, мусковит, кальцит и пелитовый материал.

По степени катаклаза в текстурном отношении различают три группы кварцевых диоритов: 1) нормальные кварцевые диориты, в которых катаклаз макроскопически не выражен, но под микроскопом выявляются раздробленность кварца и изогнутость чешуек слюды. 2) гнейсовидные кварцевые диориты, с нарушенной гипидиоморфной структурой. В них наблюдается параллельная текстура. Они являются разновидностью катакластических кварцевых диоритов. Крайние члены этой группы являются переходными к следующей группе. 3) диорит-гнейсов, в которых очень четко выражена параллельная текстура. Эта последняя группа дает в свою очередь постепенный переход к кристаллическим сланцам-гнейсам.

2) Розовые граниты

Розовые граниты Дзирульского массива, по сравнению с кварцевыми диоритами, пользуются гораздо меньшим распространением. Они дают довольно крупные, часто дайкообразные тела, врезанные в кристаллические сланцы и кварцевые диориты, представляющие основной костяк массива. На нашей геологической карте главные выходы розовых гранитов показаны в юго-восточной части Дзирульского массива, где они прорывают кварцевые диориты и филлиты.

Розовые граниты представлены следующими разновидностями: 1) порфировые лейкократовые (аляскитовые) граниты, 2) аплитовые граниты, 3) мелкозернистые мусковитовые граниты и 4) пегматиты.

Главными составными минералами являются: кварц, калишпат, плагиоклаз, мусковит и, реже, биотит; из акцессорных минералов представлены: апатит, циркон, магнетит и, реже сфен; из вторичных минералов: хлорит, серицит, пелитовое вещество и, реже, эпидот и кальцит. Следует отметить, что калишпат представлен микроклином с решетчатой структурой.

Цвет породы зависит от цвета и количества полевых шпатов и большей частью представлен разными оттенками мясо-красного цвета.

С интрузиями розовых гранитов очень тесно связано явление инъецирования боковых пород — кварцевых диоритов, кристаллических сланцев и филлитов. Это явление очень подробно описано П. Топурия (348) и С. Чихелидзе (382). Розовые граниты прорывают так-же и некоторые основные породы, что хорошо наблюдается в разных частях Дзирульского массива, в частности в Шрошинском районе, где мусковитовые породы, — аплиты и пегматиты розовых гранитов, — прорывают габбровую интрузию.

Храмский массив

1) Кварцевые диориты

Кристаллические породы Храмского массива в последнее время исследованы: Т. Казахашвили и Г. Лоладзе (172) и В. Эдилашвили (392). Данная нами ниже краткая характеристика этих пород базируется на исследованиях указанных авторов.

Наиболее древними породами, слагающими Храмский кристаллический массив, являются кварцевые диориты. Они широко развиты во всех частях массива. Макроскопически среднезернисты; имеют темносерую или зеленоватую окраску. Для большинства из них характерна ясно выраженная полосчатая текстура; часто наблюдаются крупные выделения полевого шпата и, реже, кварца. Под микроскопом порода имеет гипидиоморфную структуру, частично нарушенную. Она состоит из кварца, плагиоклаза и биотита. Иногда в небольшом количестве встречаются калишпат и мусковит. Из второстепенных минералов присутствуют: апатит, циркон, сфен и рудные минералы. Из вторичных минералов: серицит, хлорит, эпидот, цоизит, пелитовое вещество, сагенит, лимонит и лучистая роговая обманка. Главной составной частью породы является плагиоклаз, который, в большинстве случаев, разложен и превращен в глинисто-серицитовый и эпидот-цоизитовый агрегат. Кварц имеет резко волнистое погасание и часто превращен в мозаичный агрегат.

Следует отметить, что и здесь среди кварцевых диоритов наблюдается банатитовая разность, в которой содержание микроклина доходит до 6%. По аналогии с Дзирульским массивом можно предположить, что это явление вызвано инъецированием кварцевых диоритов розовыми гранитами.

Среди древних пород Храмского массива различают также и гнейсовидные граниты, которые считаются моложе гнейсовидных диоритов и гнейсов.

Гнейсовидные граниты макроскопически, в большинстве случаев, представляют собой среднезернистые, и реже, крупнозернистые породы окрашенные в разные цвета: розовый, мясо-красный или светлосерый. Текстура, массивная и сланцеватая, благодаря крупнозернистости породы, не всегда заметна. Порода сильно выветрелая и часто бывает превращена в дресву. Под микроскопом состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Из второстепенных минералов присутствуют: апатит, циркон и рудный минерал. Кварц сильно раздроблен и имеет мозаичную структуру.

2) Розовые граниты

Розовые граниты Храмского массива представлены лейкократовыми мелкозернистыми гранитами и аплитами. Они прорывают кварцевые диорит-гнейсы, гранит-гнейсы и меланократовые породы массива.

Лейкократовые граниты окрашены в различные цвета: серый, светлосерый и, большей частью, розовый и мясо-красный. Текстура массивная и в отличие от описанных выше гнейсовидных гранитов полосчатость отсутствует. Под микроскопом структура гипидиоморфно-зернистая. Основные минералы: кварц, калишпат, плагиоклаз и, реже, биотит. Акцессорные минералы: циркон, реже апатит и рудные минералы. Вторичные минералы: хлорит, серицит и эпидот-цоизит.

Локский массив

1) Кварцевые диориты

Основными составными частями Локского массива являются древние гранитоидные интрузии, представленные двумя разновидностями: кварцевыми диоритами и гранитами.

Детальное петрографическое исследование Локского массива пока еще не производилось. Т. Казахашвили (174[а]) исследована только западная половина массива, а работа Н. Татришвили и Г. Заридзе пока не закончена. По этой причине, приведенные нами ниже краткие сведения, основанные на предварительных данных Т. Казахашвили, вполне возможно, потребуют дополнения и исправления. Так, например,

является неясным вопрос синхронизации кварцевых диоритов этого массива с Дзирульскими кварцевыми диоритами. По данным Т. Казахашвили они являются фациями розовых гранитов; если это верно, их следует параллелизовать не с древними кварцевыми диоритами, а с розовыми гранитами Дзирульского массива.

Согласно Т. Казахашвили «древние кварцевые диориты Локского массива представляют собой породы светлосерого, серовато-зеленоватого и розовато-серого цвета с более или менее значительным количеством темноцветных компонентов. Породы равномерно-зернистые и, большею частью, среднезернистые. Текстура, в преобладающем большинстве случаев, массивная, лишь иногда производит впечатление гнейсовидной. Структура гипидиоморфно-зернистая.

В минералогическом составе пород принимают участие: кварц, плагиоклаз, иногда в небольшом количестве, калишпат, биотит и роговая обманка. Из второстепенных минералов встречаются: апатит, циркон, рудный минерал. В качестве вторичных присутствуют: хлорит, кальцит, серицит, пелитовое вещество, эпидот, цоизит и мусковит».

В этом описании бросается в глаза резкое текстурное различие кварцевых диоритов Дзирульского и Локского массивов. Кварцевые диориты Дзирульского массива имеют в основном полосчатую гнейсовидную текстуру, в то время как кварцевые диориты Локского массива имеют, в основном, массивную текстуру. В минералогическом составе не наблюдается никакого существенного различия.

Т. Казахашвили считает, что прорывающие метаморфизованную толщу кварцевые диориты Локского массива, постепенно переходят в розовые граниты.

2) Граниты

Древние граниты Локского массива представлены серовато-розовыми гранитами и аляскитово-мусковитовыми разностями.

Макроскопически они большею частью светлосерые, серовато-розовые, мясо-красные и чисто розовые, среднезернистые, иногда крупнозернистые и имеют массивную текстуру.

Под микроскопом их минералогический состав представлен: калишпатом, кварцем, плагиоклазом, биотитом, иногда роговой обманкой. В качестве второстепенных минералов присутствуют: апатит, циркон, рудный минерал и сфен. Из вторичных минералов встречаются: серицит, пелитовое вещество, хлорит, кальцит, эпидот, цоизит и мусковит.

Как видно из приведенного описания, граниты Локского массива очень похожи на розовые граниты Дзирульского и Храмского массивов. Здесь, также как и в указанных массивах, розовые граниты секут кварцевые диориты и метаморфизованную толщу. Постепенный переход розовых грани-

тов в кварцевые диориты, на который указывает Т. Казахашвили, нами в Локском массиве нигде не наблюдается.

Эти розовые аляскитовые граниты макроскопически очень похожи на молодые мусковитовые граниты Локского же массива, прорывающие юрские отложения. Микроскопическое исследование пород дает такой же результат. Образцы, взятые из интрузивов, секущих юрские отложения, П. Топурия и Н. Татришвили не могли отличить от образцов из древних розовых гранитов.

Артвинский массив

Геологическое строение Артвинского кристаллического массива дано Л. Бацевичем (26). Но, к сожалению, вопрос о составе пород, слагающих массив, им не освещен. В Музее Грузии сохранилась небольшая часть коллекции Л. Бацевича, в которой имеются два образца гранита за №№ 0,8—1 и 0,8—2, взятых на правом склоне Чорохского ущелья выше с. Тольгош. Микроскопическое изучение этих образцов произведено Н. Схиртладзе.

Образец № 0,8—1 представляет собой гранит (банатитового типа) гипидиоморфно-зернистой структуры. Порода в общем очень измененная и в нескольких местах сечется прожилками кальцит-хлорита. Главные составные минералы представлены плагиоклазом и кварцем. В малом количестве встречаются зерна калишпата и цветного минерала. Плагиоклазы кислые (из ряда альбит-олигоклаза) и большей частью замещены серицитом и кальцитом; свежие частицы очень редко встречаются в виде неправильных зерен. Кварц катаклазирован; часто растрескавшийся и трещины заполнены кальцитом и хлоритом. Калишпат сращен с плагиоклазом и часть его зерен показывает микроклиновое строение, часть же напоминает типичный ортоклаз. Цветной минерал первоначально должен был быть представлен амфиболом, который замещен впоследствии хлоритом и эпидотом; в незначительном количестве выделяются магнетит и апатит. По заключению Схиртладзе, отмеченная порода по общим признакам очень близка к серым гранитам Главного Кавказского хребта.

Образец № 0,8—2 представляет собой амфиболовый гранит такой же структуры как и первый. В породе плагиоклаз намного преобладает над ортоклазом. Первый олигоклазового ряда и очень серицитизован, второй каолинизирован и скорее принадлежит ортоклазу, чем микроклину. Кварц катаклазирован и образует неправильные выделения. Цветной минерал представлен амфиболом, замещенным большей частью хлоритом и эпидотом. Очень много выделений эпидота и кальцита. Апатит и магнетит образуют сравнительно крупные скопления. В нескольких местах наблюдаются выделения титанита. Эта порода отличается от первой значительным

преобладанием амфибола и цветного минерала. Сравнительно много апатита и магнетита.

Из приведенных описаний можно заключить, что в геологическом строении Артвинского массива принимают участие кварцевые диориты, по своему петрографическому составу близко стоящие к древним кварцевым диоритам Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта. Вопрос о том, имеются-ли в Артвинском массиве выходы розовых гранитов остается невыясненным.

Заканчивая на этом краткое описание древних гранитоидных пород Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб и пока оставляя в стороне вопрос об их возрасте, переходим к краткой характеристике древних основных интрузий.

С. ДРЕВНИЕ ОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

Дзирульский массив

1) Габбро и габброидные породы.

В Дзирульском массиве древние основные породы представлены разновозрастными и разного петрографического состава габровыми и габброидными породами и серпентинитами. По сравнению с кислыми породами, они занимают подчиненное положение. Они большей частью представлены небольшого размера дайкообразными и штокообразными телами, сравнительно детально изученными П. Киласония (192) и С. Чихелидзе (382).

Среди габбровых пород различают роговообманковые габбро с переходами в роговообманковые перидотиты, габбро-диориты, гацбургиты, оливиновые и порфировые габбро. По возрасту их разбивают на две группы: более древние амфиболитовые габбро и более молодые — оливиновые и порфировые габбро. Амфиболитовые габбро совершенно ясно секут кристаллические сланцы, кварцевые диориты и филлиты и в свою очередь секутся розовыми гранитами.

Вторая группа габбровых пород прорывает все породы Дзирульского массива. Однако, С. Чихелидзе не разделяет мнения П. Киласония о наличии в габбро-диабазовых жилах пегматитовых ксенолитов. По его мнению, пегматиты не захвачены габбро-диабазами, а инъецированы в них. Исходя из этого он предполагает, что все габбровые породы являются различными фазами одной и той же магматической деятельности.

2) Серпентиниты

Серпентиниты известны только в восточной части Дзирульского массива. Они довольно подробно изучены и полно охарактеризованы С. Чихелидзе (382) и П. Киласония (192).

Выходы серпентинитов тесно связаны с филлитовой толщей, в которой очень часты их пластовые интрузии. Кроме того, в этом же районе известны два больших, своеобразной формы тела в контакте между филлитами и красными гранитами. Отдельные их выходы, в виде небольших тел, известны также в ущельях Шуа-геле и Биджнитит-геле.

Взаимоотношение между серпентинитами и розовыми гранитами до последнего времени не было выяснено. Предыдущие исследователи считали, что серпентиниты секут розовые граниты и по возрасту моложе их, но в результате детальных исследований С. Чихелидзе и П. Киласония выяснилось, что серпентиниты, напротив, сами секутся красными гранитами и, следовательно, древнее их.

Петрографическую характеристику основных пород мы не даем. Заинтересованные этим вопросом лица, могут обратиться к работам вышеуказанных авторов.

Возраст древних кислых и основных пород

Анализ вышеприведенного фактического материала приводит нас к следующим выводам:

Не подлежит сомнению, что все разновидности кварцевых диоритов Дзирульского массива моложе кристаллических сланцев и древнее филлитов, то есть древнее нижнего кембрия. С мнением С. Чихелидзе можно было бы согласиться лишь в том случае, если бы ему удалось доказать постепенный переход кристаллических сланцев в филлиты и кварцевых диоритов в розовые граниты. Пока же вышеприведенный вывод представляется более логическим и естественным.

Более сложным представляется вопрос о возрасте кварцевых диоритов Храмского и Локского массивов. Можно лишь отметить, что полную идентичность этих пород между собой и, что самое главное, с кварцевыми диоритами Дзирульского массива нельзя считать доказанной. То обстоятельство, что кварцевые диориты Локского массива прорывают метаморфизованную толщу, относимую нами условно к нижнему кембрию, склоняет нас к выводу, что они моложе нижнего кембрия и в таком случае кварцевые диориты и розовые граниты нужно считать дифференциатами одной гранитной магмы.

Если стоять на той точке зрения, что метаморфизованная толща Локского массива может быть синхронизирована с кристаллическими сланцами Дзирульского массива, как это предполагает Т. Казахашвили (174)[а] будет вполне естественным считать кварцевые диориты Локского и Храмского массивов аналогами кварцевых диоритов Дзирульского массива, но с мнением Т. Казахашвили трудно согласиться.

К следующему этапу магматической деятельности в Дзирульском массиве нужно отнести гипербазиты и габбро-амфиболитовые интрузии, секущие не только кристаллические сланцы и кварцевые диориты, но и филлиты и в свою очередь прорываемые розовыми гранитами. Таким образом, гипербазиты и габбро-амфиболиты оказываются так-же моложе нижнего кембрия.

Аналоги этих пород Дзирульского массива в массивах Артвино-Сомхитской глыбы пока не обнаружены.

Более молодые фазы магматической деятельности представлены в Дзирульском и Локском массивах интрузиями розовых гранитов, со всеми их *дериватами, прорывающими вышеперечисленные породы.*

Последняя палеозойская фаза магматической деятельности выражена в Дзирульском массиве габбро-диабазовыми интрузиями, секущими весь комплекс перечисленных выше древних пород. Однако, это положение оспаривается С. Чихелидзе, предполагающим, что дериваты розовых гранитов — аплит-пегметиты инъецируют в габбро-диабазовые интрузии.

Здесь следует остановиться на взглядах С. Чихелидзе относительно магматических процессов и возраста интрузивных тел в Дзирульском массиве. По его мнению параллельно с каледонскими орогеническими движениями непрерывно протекали интрузивные процессы и, что особенно важно, все вышеперечисленные интрузивные породы являются продуктами одного магматического цикла и каждая из них представляет собой самостоятельную фазу извержения. Он отмечает следующую последовательность фаз: a) интрузия кварцевых диоритов, b) гипербазиты и габбро-амфиболиты, c) розовые граниты и связанные с ними, d) габбро-диабазы и e) аплит-пегматиты.

Мне кажется мало вероятным непрерывное чередование различных по петрографическому составу интрузивных фаз в течение столь длительного периода за счет одной магмы. Можно не сомневаться в том, что между интрузиями кварцевых диоритов и розовых гранитов (если даже оставить в стороне габбровые интрузии), прошло колоссальное геологическое время, на что указывает более сильный метаморфизм кварцевых диоритов по сравнению с розовыми гранитами. Этот факт, по нашему мнению, исключает возможность отнесения кварцевых диоритов и розовых гранитов к одному магматическому циклу и определенно указывает на наличие разновременных магматических циклов и разных магматических очагов.

Н. Татришвили (342) различает три разных типа древних гранитоидов: серые граниты, красные гранитоиды и граниты Ркванского массива. Для серых гранитов ею принят нижне-палеозойский возраст на основании того, что на Мамисонском перевале ими секутся схожие с филлитами породы, а в Абхазии — нижнепалеозойские кварциты, филлиты и серпен-

гиниты; в Дзирульском массиве среди серых гранитов обнаружен ксенолит филлита; на Северном Кавказе в девоне отмечена галька серых гранитов.

Следует отметить, что если приведенные факты не вызывают сомнения, то являются сомнительными определения возраста метаморфизованных толщ. Нельзя еще считать доказанным, что метаморфизованные породы Мамисонского перевала и Абхазии нижнепалеозойского возраста. Также нельзя считать доказанным положение, что найденный в Дзирульских кварцевых диоритах ксенолит филлита относится именно к филлитовой толще, тем более если учесть, что выходы филлитовой толщи находятся на далеком расстоянии от указанного пункта.

Основные и ультраосновные породы Дзирульского массива Н. Татришвили не расчленяет на разновозрастные образования и считает их моложе серых и древнее розовых гранитов. Однако вышеприведенными фактическими данными (342) подтверждается, что в Дзирульском массиве некоторые основные породы моложе розовых гранитов, которые упомянутые авторы считают после-нижнекарбоновыми и домезозойскими образованиями.

Анализ всего вышеприведенного материала приводит нас к выводу, что на данном этапе изученности этого весьма сложного вопроса, пока нет убедительных данных для точного определения возраста всех этих древних образований. В настоящее время, по нашему мнению, может быть намечена только следующая возрастная последовательность:

1. Кристаллические сланцы — докембрий.
2. Кварцевые диориты — верхний протерозой — нижний кембрий.
3. Филлиты Дзирульского массива и метаморфизованная толща Локского массива — кембрий.
4. Гипербазиты и габбровые амфиболиты — нижний палеозой.
5. Красные граниты Дзирульского и Локского массивов и серые граниты Локского массива — средний палеозой.
6. Габбро-диабазы и диабазы — домезозой.

2) *Мезозой*

Мезозойские отложения широко развиты в Дзирульской зоне Грузинской глыбы, в Болнисской зоне Артвинско-Сомхитской глыбы и, частично, в Аджаро-Триалетской системе. Территория занятая их выходами в настоящее время не велика, но нет сомнения в том, что они залегают и под молодыми отложениями Аджаро-Триалетской складчатой системы и в погруженных зонах Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб.

Эти отложения представлены разнообразными, как в фациальном отношении, так и по мощности, морскими и частично континентальными терригенными, карбонатными и вулканогенными отложениями юры и мела. Не ясным и спорным является вопрос наличия триаса.

Юрские отложения, представленные лейасом и байосом, выходят в Дзирульской и Болнисской зонах. Меловые отложения более полно выражены в Дзирульской зоне Грузинской глыбы и менее полно в Аджаро-Триалетской складчатой системе и на Артвинско-Сомхитской глыбе.

А. ЮРСКАЯ СИСТЕМА

1. Лейас, Триас?

а. Нижние туффиты

Дзирульский массив

Нижние туффиты, как самостоятельный стратиграфический горизонт, *впервые были выделены в Дзирульском массиве мною и Г. Джигаури* в 1928 году. Подробная геологическая характеристика их дана П. Гамкрелидзе и С. Чихелидзе (94), вследствие чего здесь удовлетворюсь их общей характеристикой.

В Дзирульском районе свита нижних туффитов, залегая между кристаллическими породами массива и конгломератами и кварцевыми песчаниками лейаса, выходит в ущелье речки Котраула (правый приток р. Дзирула), откуда непрерывной полосой тянется на запад в сторону р. Квирила и на восток в сторону с. Самеба. В восточном направлении она постепенно выклинивается, не доходя до с. Самеба. В западном направлении полоса развития свиты, все более и более расширяясь, достигает максимума в районах с. с. Санахшире и Мартотубани (ущелье р. Квирила). Далее нижние туффиты переходят в нижнюю часть долины р. Дзуса и скрываются под среднемиоценовыми отложениями.

Свита нижних туффитов сложена неясно и грубослоистыми, довольно крепко сцементированными туфогенными породами и нормальными кварцевыми песчаниками и конгломератами светло- и темносерого, *сероватозеленого или беловато-желтого цветов. Туфогенные породы представлены*, в основном туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, покровами кислых и, реже, основных лав. Детальное петрографическое описание их пока не сделано. Результаты предварительных исследований Г. Дзоценидзе приводятся нами в главе о вулканизме. В основании толщи очень часты пачки и отдельные слои конгломератов (с гранитной галькой) и кварцевых и аркозовых песчаников, с линзообразно в них залегающими пластами огнеупорных глин низкого качества и изменчивой мощности, переполненными растительными остатками.

Очень ясно наблюдается колебание мощности вулканогенных пород, и всей толщи вообще, от нескольких до сотен метров, что вызвано с одной стороны трансгрессией лейасских отложений, а с другой — неровностями древнего рельефа Дзирульского массива. Наличие в туфогенных породах

большого количества растительных остатков, в виде окремненных стволов деревьев различной величины (иногда свыше 0,5 м в диаметре) ясно указывает на континентальное происхождение свиты. Петрографический состав пород, свидетельствует о их связи с кислыми эффузиями.

Нижние туффиты, как выше отмечалось, налегают на неровно денудированную поверхность массива и трансгрессивно перекрываются конгломератами и кварцевыми песчаниками лейаса, галька и песчанистый материал которых представлены породами нижних туффитов и Дзирульского кристаллического массива. Углового несогласия между нижними туффитами и лейасом не наблюдается, но последний перекрывает разные горизонты туффитов.

Аналогом нижних туффитов Дзирульского массива в последнее время считают (143, 182, 348) кварц-порфировую толщу Чиатурского района, залегающую под верхнемеловыми известняками. В одном месте наблюдается трансгрессивное перекрывание ее красными известняками среднего лейаса. Кварц-порфировая толща Чиатурского района сложена кварц-порфировыми туфами и лавовыми брекчиями, прорванными жилами кварцевого порфира. Ее теперь также считают (145, 184) нижнелейасской.

Храмский массив

Отложения нижних туффитов в Храмском массиве были обнаружены П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили в 1938 году. Они развиты здесь только к западу от с. Диди-Гомарети и сложены грубослоистыми, голубоватыми туфобрекчиями и редко сероватыми или зеленоватыми плотными туфопесчаниками и кварц-порфировыми и порфировыми покровами. Кроме того, среди вулканогенных пород часты рыхлые кварцевые песчаники и конгломераты с растительными остатками. Вследствие явлений пирометаморфизма (внедрение гранитной интрузии), породы нижних туффитов интенсивно окварцованы, ороговикованы и мигматитизированы; они включают в себе отдельные тонкие жилы кварца, пирита и халькопирита.

Выходы нижних туффитов в районе с. Диди-Гомарети прослеживаются только на расстояние одного километра. В восточном и северном направлении они прорываются гранитной неоинтрузией, а на западе выходы их перекрываются лавовыми покровами. Отдельные выходы нижних туффитов встречаются у с. Ахкалар и у впадения р. Клдеиси в р. Храми, на левом берегу последней. Во всех перечисленных пунктах свита, имея изменчивую мощность, несогласно перекрывает древние породы Храмского массива, и в свою очередь трансгрессивно перекрывается лейасскими отложениями.

Нижние туфиты Храмского массива, повидимому, также континентального происхождения, на что указывают наличие в них окремненных деревьев, отсутствие морской фауны и большое сходство с туффитами Дзирульского массива.

Исходя из вышеприведенных взаимоотношений нижних туффитов с древними палеозойскими породами Дзирульского и Храмского массивов и лейасскими отложениями, толщу можно считать как верхнепалеозойской, так и нижнемезозойской.

И. Кахадзе в своей последней капитальной работе (184), параллелизует нижние туффиты с кератофировым горизонтом Варданянца и с нижнелейасскими (59) отложениями Сванетского хребта. Исходя из петрографического сходства и вместе с этим считая доказанным нижнелейасский возраст туфогенных прослоев, залегающих в нижних горизонтах основных глинистых сланцев, на границе с десской свитой, он приходит к выводу об одновременной и единой магматической деятельности, то есть об одновозрастности этих образований. Если подойти к этому вопросу строго объективно, мы увидим, что это не совсем так.

Далеко не доказана сингенетичность туфогенных прослоев с глинистыми сланцами нижнего лейаса Сванетского хребта. Свободно можно допустить, что эти туфогенные прослои являются продуктом размыва десской свиты, в которой имеются довольно мощные пачки вулканогенных пород. Но если даже допустить, что эти туфогенные прослои вулканогенного происхождения, все же вопрос об их возрасте останется открытым, так как известно, что в этом районе в ряде случаев глинистые сланцы лейаса постепенно переходят в глинистые сланцы десской свиты верхнего палеозоя и возможность наличия между ними триаса не отрицается самим И. Кахадзе.

Не доказан также нижнелейасский возраст нижних горизонтов глинистых сланцев. Пример Моргоульского ущелья, где мною обнаружены нижнелейасские аммониты, не подходит для решения поставленной задачи, так как наличие в этом разрезе туфогенных отложений нельзя считать доказанным. Указания И. Кахадзе на присутствие в трех шлифах кристаллов альбита не говорит еще о туфогенном характере этих отложений.

Кроме того, если даже отказаться от согласного залегания этих отложений и допустить полную трансгрессию глинистых сланцев, то все же, пока не будет обнаружена соответствующая фауна, вопрос о возрасте трансгрессии останется открытым, так как в этой части геосинклинали она могла начаться и раньше нижнего лейаса, то-есть в триасе.

Сравнение нижних туффитов Дзирульского массива с геосинклинальными отложениями южного и северного склонов Большого Кавказа и полная параллелизация их, мне кажутся не совсем правильными, так как мы здесь имеем дело с разными геотектоническими единицами, где геологические процессы не всегда протекают одинаково и одновременно и, где большей частью, одновозрастные отложения представлены совершенно

различными фациями и мощностями. Особенно это касается вулканогенных образований.

Принимая во внимание все вышеизложенное, я не отрицаю возможности нижнелейасского возраста нижних туффитов, но поскольку они залегают на неровной поверхности массива и трансгрессивно перекрываются лейасскими отложениями (в которых не исключена возможность наличия нижнего лейаса), я допускаю существование в этой свите и триаса.

b. Кварцевые песчаники, красные известняки и слюдистые песчано-глинистые сланцы

Отложения лейаса моложе нижних туффитов представлены разными литологическими свитами и известны только на Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыбах.

Дзирульский массив

В Дзирульском массиве лейасские отложения представлены двумя фациями: конгломератами и кварцевыми песчаниками (базальное образование) и, известняками.

Обе фации хорошо развиты по левой стороне ущелья р. Дзирула, начиная от с. Бжиневи на востоке и кончая с. Санахшире на западе, в ущелье р. Чхеримела близ станции Мареліси и в районе с. Чартали. Небольшие изолированные выходы лейаса имеются в Сурамском районе между с. с. Бжиневи и Али.

Базальные образования лейаса наиболее полно представлены в районах с. с. Шроша и Чартали. В Шрошинском районе в ущелье р. Котраула и на участке Мачарула прослеживается следующий восходящий разрез:

1. Кристалические сланцы и древние гранитоиды.
2. Нижние туффиты незначительной мощности, в среднем . . . . . 20—30 м
3. Конгломераты и крупнозернистые кварцевые песчаники с хорошо окатанной галькой нижних туффитов и кристаллических пород массива (гнейсы, граниты, аплиты, пегматиты, кварц, полевой шпат) мощность около . . . . . 15 м
4. Чередование крупно и среднезернистых аркозовых и кварцевых песчаников, мощностью около . . . . . 30 м
5. Чередование средне и мелкозернистых слюдистых песчаников сероватого синеватого цвета, с падением на ЮВ 135° <40°; мощность . . . . . 25—30 м
6. Мелкозернистые, богатые слюдой кварцевые песчаники сероватого, местами красноватого цвета, с изменчивым падением на ЮЗ 193°—205° <60°—70° . . . . . 4 м
7. Среднезернистые песчаники мутножелтого цвета . . . . . 3,5 м
8. Рыхлые, красного цвета слюдистые и известковистые песчаники с включениями зерен гематита бурокрасного цвета, круглой и эллипсоидальной формы. В средней части песчаников имеется прослой красного известняка 0,4 м мощности с плохо сохранившейся фауной. Вся пачка падает на ЮЗ 205°—295° <50° . . . . . 3,5 м

9. Сероватого цвета рыхлые известковистые песчаники, содержащие, в большом количестве плохо сохранившуюся фауну . . . . . 1,2 м

10. Сероватого цвета мраморизованные известняки, содержащие фауну белемнитов, кринойдей и др. Известняки здесь не полностью обнежены, большая часть их скрыта под аллювиальними отложениями р. Дзирула. Самые верхние горизонты известняков красного цвета, выходят по левой стороне реки.

В этом разрезе выделяются три основных горизонта базальных образований лейаса: 1) нижний — конгломераты и крупнозернистые песчаники мощностью около 40 м; 2) средний — среднезернистые кварцевые и аркозовые, отчасти слюдистые песчаники около 30—35 м мощности и 3) верхний — мелкозернистые слюдистые и железистые песчаники около 10 — 12 м мощности. Следует отметить, что третий горизонт базальных отложений совершенно постепенно переходит в свиту красных известняков, причем на границе между ними проявляется борьба фаций (94).

Общая мощность базальных отложений здесь не превышает 90 м, но западнее, в районе рудников и дальше в местах, где они не размыты последующей трансгрессией байоса—мощность достигает 200 м. В восточном же направлении наблюдается обратная картина — мощность базальной формации постепенно убывает, в ряде пунктов уменьшаясь до 10—15 м, а местами пачка совершенно выклинивается.

Та же картина наблюдается в ущелье р. Чхеримела. В районе Чартлисгеле (правый приток р. Чхеримела выше станции Мареліси) и, частично, на левом берегу р. Чхеримела, где имеется следующий восходящий разрез:

1. Кристаллические породы Дзирульского массива.
2. Конгломераты и крупнозернистые песчаники от 50 до 70 м мощности.
3. Среднезернистые песчаники неизвестной мощности (покрыты делювиальными отложениями).
4. Серовато-черного цвета слюдистые и известковистые песчаники, с богатой фауной брахиопод в верхних горизонтах. Мощность неизвестна (покрыты делювиальными отложениями).
5. Несколько дальше, уже по левой стороне ущелья р. Чхеримела, вдоль полотна железной дороги песчаники несогласно перекрываются туфобрекчиями и туфопесчаниками байоса.

Красные известняки лейаса содержат богатую фауну среднего и, согласно последним работам А. Джанелидзе (135), верхнего лейаса. Эти известняки, являющиеся надежным стратиграфическим горизонтом нижней юры, известны еще со времен Абиха (3) и всегда привлекали внимание исследователей. Хорошие обнажения их встречаются по всей южной периферии Дзирульского массива, но особенно хорошо они представлены в районе с. Шроша. От с. Шроша выходы красных известняков тянутся узкой полосой, как в восточном направлении в сторону с. Бжиневи, так и в западном — в сторону с. Мартотубани. Небольшие их выходы имеются в долине р. Дзирула (ниже с. Шроша), в районе с. Самеба и ж. д. платформы Цева, где они залегают в сложных тектонических условиях.

В столь же сложных тектонических условиях, в виде небольших раздробленных клочков, они выходят вдоль надвиговой полосы между ж. д. платформой Мареліси и с. Квадаури. К востоку от платформы Мареліси, благодаря проходящему здесь тектоническому нарушению (сдвигу), они появляются в ущелье р. Легванис-цхали (недалеко от устья), откуда прослеживаются на северо-восток в сторону р. Бжолис-хеви, где выклиниваются, так же по тектоническим причинам. Выходы красных известняков вновь появляются в районе ст. Молити и с. Чартали, где благодаря имеющимся здесь разработкам мрамора, наблюдаются их более полные разрезы. Затем, после большого перерыва, красные известняки выступают в Сурамском районе между с. Биджниси и Али.

Детальные послойные разрезы красных известняков никем не даны, но согласно моим наблюдениям, в них можно выделить три, более или менее отличающихся друг от друга, литологических горизонта и различить некоторые фациальные особенности.

В Шрошинском районе у устья р. Котраула и затем вдоль р. Дзирула можно заметить, что нижние горизонты описываемой формации представлены, в основном, серовато-зелеными и серовато-розовыми кристаллическими, крупнозернистыми известняками, чередующимися с маломощными пластами более плотных известняков розоватого цвета и рыхлых глинисто-песчанистых известняков красноватого цвета. Этот горизонт совершенно постепенно переходит ниже в слюдистые и в гематитовые известковистые песчаники, а выше — во второй, средний горизонт, представленный чередованием серовато-белых плотных и яркокрасных — менее плотных известняков. Верхний горизонт красных известняков почти повсеместно сложен яркокрасными, слегка песчанистыми известняками, содержащими богатую фауну.

Описанная выше картина наблюдается в долине р. Дзирула и ниже с. Шроша у Самебского моста, где благодаря взбросо-надвигу, выходит вторая, южная полоса красных известняков, в которой собрана богатая фауна амальтеусов.

К западу от упомянутого пункта в карьерах мраморных разработок, на слюдистых гематитовых известковистых песчаниках непосредственно залегают яркокрасные мраморизованные известняки, содержащие большое количество криноидей и меньшее брахиопод. Мощность мраморовидных известняков здесь не превышает 4 м. Выше следуют также красные глинисто-песчанистые известняки, в верхних горизонтах которых иногда появляются маломощные пласты светлокрасных или серовато-розовых более чистых известняков. Такая же картина прослеживается и далее, на запад, на протяжении около 1 км.

Серого цвета известняки отсутствуют также и в ущелье р. Глинависгеле на западе, и в районах с. с. Самеба и Убиса на востоке. Здесь, за

гематитовыми известковистыми песчаниками непосредственно следуют богатые гематитом песчанистые яркокрасные известняки, а еще выше опять мраморовидные красные известняки.

Иная картина наблюдается в районах с. с. Сакасриа и Бжиневи, где в сложении горизонта красных известняков главную роль играют кристаллические известняки серого и черноватого цвета, среди которых заметно чередовании черных и серых скрытокристаллических, слегка песчанистых известняков и сравнительно крупнокристаллических известняков светлых тонов. Скрытокристаллические красные известняки появляются только в верхних горизонтах толщи. Общая средняя мощность горизонта красных известняков не превышает 60 м.

В Марелисском районе, формация красных известняков представлена крупнозернистыми известняками беловато-желтого цвета; лишь в их верхних горизонтах появляются (спорадически) розоватые мелко- и скрытокристаллические известняки. Такая фация наблюдается в полосе выходов между Легванис-цхали и Бжолис-цхали и в районе самой ст. Марелиси, но уже к востоку от последней в районе Чартали красные известняки опять представлены чередованием светлорозовых и более красных, узорчатых, мраморовидных известняков, разрабатываемых карьерами. Общая мощность известняков не превышает 50 м. Ниже они совершенно постепенно переходят в серые слюдистые известковистые песчаники, сверху несогласно перекрываются байосскими отложениями.

Между с. с. Биджниси и Али описываемая формация представлена, в основном, яркокрасными известняками изменчивой мощности.

Из вышеизложенного ясно видно, что красные известняки испытывают в общем небольшие фациальные изменения и, что особенно существенно, почти всюду согласно подстилаются слюдистыми известковистыми песчаниками и трансгрессивно перекрываются байосскими вулканогенными отложениями.

Полевые макроскопические наблюдения показывают, что красный цвет известняков исключительно зависит от количества гематита в породе и от степени ее выветрелости. В районе с. с. Убиса, Шроша, Циплакакиа и др., содержание гематита в известняках настолько высоко, что одно время они служили объектом добычи сурика.

Переходя к вопросу о возрасте лейасских отложений Дзирульского массива, необходимо сперва остановиться на красных известняках, являющихся коллектором богатой фауны.

Первые исследователи Кавказа Г. Абих (3) и С. Симонович (321) относили эти отложения к верхней юре (оксфорд и кимеридж), Е. Фурнье (359), несмотря на то, что из красных известняков им были определены типичные среднелейасовые формы, относил их к байосу. Более

точное определение возраста красных известняков произведено М. Неймайром и В. Улигом (265), изучившими собранную Абихом фауну из красных известняков с. Шроша, на основании чего их возраст был определен как средний лейас.

Произведенные К. Габуния предварительные определения фауны Amaltheus, полностью подтвердили мнение Неймайра и Улига, но вопрос о более точном возрасте красных известняков до последнего времени оставался открытым. В настоящее время его можно считать уже разрешенным в результате изучения собранной нами богатой фауны. Брахиоподы обработаны К. Нуцубидзе (267), митилоиды И. Кахадзе (181), цефалоподы — А. Джанелидзе (135).

Полный список определенной фауны таков:

Rhynchonella variabilis Dav., *Rh. Paronai Haas, Rh. triplicata Phill., Rh. cf. curviceps Quenst., R. sp. nov.* div., *Terebratula sp.* nov., *Zeilleria subdigona* Opp., *Spiriferina alpina* Opp. var. *Falloti* Corr., *Sp. obtusa* Quenst., *Sp. Walcotti* Sow., *Sp. Möschi* Haás., *Sp. aff. Möschi* Haas., *Sp. Möschi* Haas. var. *krimastonensis* Moiss., *Sp. ex gr. tumida v.* Buch., *Mytiloceramus liasicus* Kakh, Mytiloides *sahvinensis* Kakh., *M. samebaensis* Kakh., *M. dzirulaensis* Kakh., *M. dzirulaensis* Kakh. var. *minor* Kakh., *M. tsiplavakensis* Kakh., M. *tshalaensis* Kakh., *M. fuscus* Quenst., *M. Quenstedti* Peel., *M. imereticus* Kakh., *M.* sp. ex gr. *obliquus* Morr. et. Lye, *Atractites sp. nov., A. sp. ind.* (Haas), *A. cf. orthoceropsis* Mgh., *A. sp. ind., A.* sim *Guidonii* Mgh., *A.* sim. *depressum* Hauer., *Belemnites* (*Passalot.*) *virgatus* (Mayer) Dum., *Bel.* (*Acrocoel.*) *triscissus* Jan., *Bel.* (*Coeloteuth.*) *palliatus* Dum., *Bel.* (*Mesoteuth.*) *longissimus* Mall., *Bel.* (*Mesotheuth.*) *conoideus* Opp., *Bel.* (*Mesotheuth.*) *rhenanus* Opp., *Bel.* (*Pachyteuth.*) *breviformis* Voltz., *Bel.* (*Pseudob.*) *exilis* d'Orb., *Bel.* (*Belemnops.*) *tshegemieusis* Krim., *Bel.* (*Hastites?*) *sp. ind., Belemnites sp. ind. div., Nautilus sp. ind.* A. *N. sp. ind.* B., *Lytoceras Francisci* Opp., *L. cf. amplum* Opp., *L. Cappelinii* Bett., *L. Czizerir* Hauer., *L. sp. ind., L. sp. n. ind., Phylloceras heterophyllum* Sow v. *dzirulense* Djan., *Ph. aveyronense* Mgh., *Ph. Emeryi* Bett., *Ph. cf. Meneghini* Gemm., *Ph.* (*Geyeros*) *imereticum* Neym., *Rhacophyllites diopsis* Cemm., *Rh. cf. planispira* Reyn., *Rh. lidertus* Gemm., *Rh. sp. ind. div., Amaltheus margaritatus* Montf. f. typ., *A. margaritatus* v. *coronatus* Qu., *A. spinatus* Brug., *Arieticeras Bertrandi* Kil., *Fuciniceras boscensi* Reyn., *F. sp. ind., Dumortieria* cf. *Levesquei* d'Orb., *D. Bleicheri* Dum., *D. gundershofensis* Barokn., *Harpoceras* cf. *Coecilina* Rein. (Dum.), *H. lythense* V. et B. Harp., *H. sp. n. ind., H. aalense* Ziet., *H.* (*Pseudolioc*) *cf. Carezi* Menet., *H.* (*Lillia*) *comense* Buch. v. *multicostatus* Renz., *H.* (*Ludwigia?*) *sp. ind., Hammatoceras speciosum* Jan., *H. tenuinsigne* Vac., *H.* cf. *subinsigne* Opp., *H.* (*Erycites*) *fallax* Ben., *Coeloceras* cf. *raquinianum* d'Orb., *C.* sp. aff. *fibulatum* Sow.,

Кроме этого, в красных известняках содержится большое количество гастропод, пелеципод, брахиопод и др., еще не подвергшихся изучению, но

вряд-ли их определение может внести изменения в определение возраста этих отложений.

На основании вышеприведенного богатого списка фауны А. Джанелидзе приходит к новым выводам относительно возраста красных известняков; Шрошинские красные известняки содержат в себе домерский и тоарский ярусы и нижнюю часть ааленского яруса. Учитывая указания И. Кахадзе и С. Чихелидзе о том, что амальтеусы взяты из самых нижних горизонтов шрошинских известняков, А. Джанелидзе исключает возможность наличия в них плинсбахского яруса.

Мои наблюдения расходятся с указанными наблюдениями И. Кахадзе и С. Чихелидзе, так как амальтеусы мною собраны в верхних горизонтах известняков, вследствие чего, наличие в них плинсбахского яруса вовсе не исключается.

Менее ясным представляется вопрос о возрасте базальной формации; плохой сохранности белемниты и отпечаток аммонита, найденные нами в самых верхних горизонтах кварцевых песчаников, свидетельствуют о морском характере отложений, но не могут определить возраст толщи. Встречающаяся в большом количестве ископаемая флора (отпечатки листьев и даже пропластки каменного угля)—также не могут пока разрешить сомнений. Остается прибегнуть к стратиграфическому методу определения возраста отложений. Поскольку эта толща согласно подстилает красные известняки и трансгрессивно перекрывает нижние туффиты и кристаллические породы Дзирульского массива, для нее остается место в нижнем лейасе или в низах среднего лейаса. Если в шрошинских красных известняках окажется плинсбахский ярус, то в таком случае естественно будет отнести базальную формацию, имеющую около 200 м мощности к нижнему лейасу.

Локский массив

Иная картина наблюдается в Локском массиве, где отложения лейаса представлены отличными от Дзирульского массива фациями. Здесь отсутствуют известняки (если не считать двух небольших линз), взамен которых развиты слюдистые песчаники и слюдистые песчано-глинистые сланцы. Общей для обоих массивов является базальная формация, представленная конгломератами и кварцевыми песчаниками, трансгрессивно залегающими на древних кристаллических породах. Лейасские отложения этих массивов отличаются друг от друга так же и составом фауны.

Лейасские отложения Локского массива были впервые обнаружены К. Габуния в 1927 году, когда он производил разведку Чатахского гематитового месторождения. Более детально они были им изучены в 1928 г. и, дополнительно, в 1935 году П. Гамкрелидзе и В. Эдилашвили и под его же руководством (93).

Лейасские отложения окаймляют узкой полосой кристаллическое ядро Локского массива. Непрерывность их нарушена только в тех местах, где они прорваны неоинтрузиями или трансгрессивно перекрыты более молодыми отложениями. Сравнительно хорошие обнажения лейасских отложений наблюдаются в ущельях рек Лок-чай и Пиназаур, в истоках Гюльмагомет-чай и в районе Локского перевала. В других районах они большей частью скрыты под делювиальными отложениями и сплошным лесным покровом.

В нижней части базального образования четко выделяются конгломераты и крупнозернистые окварцованные песчаники, налегающие трансгрессивно на кристаллические породы и на метаморфизованную толщу массива. Галька конгломератов, как и весь материал песчаников, представлена хорошо окатанными оболочками пород массива: гранитом (большей частью красного цвета), кварцем, сланцами метаморфизованной толщи. Максимальный диаметр галек достигает 10—12 см и в среднем равен 4—5 см. Цементирующий материал представлен более мелкозернистым окварцованным песчаником.

Крупнозернистые аркозовые песчаники выше постепенно переходят в более мелкозернистые кварцевые песчаники, а эти последние — в тонкозернистые слюдистые песчаники, среди которых в некоторых местах встречаются более крупнозернистые прослойки. В тонкозернистых слюдистых песчаниках часты растительные остатки, а в верхних слоях в довольно большом количестве появляются пелециподы. Общая мощность всей базальной формации в среднем равна 150 м.

Вторая, верхняя формация лейасских отложений Локского массива представлена слюдистыми песчано-глинистыми сланцами, согласно залегающими на кварцевых песчаниках и трансгрессивно перекрываемыми байосскими вулканогенными отложениями. Нижние горизонты этой формации сложены чередованием слюдистых кварцевых песчаников и слюдисто-песчанистых глинистых сланцев черноватого цвета. Кверху крупность зерна слюдистых песчаников постепенно уменьшается и уже верхние горизонты толщи представлены слюдистыми глинистыми сланцами черного цвета, среди которых наблюдаются маломощные пачки и слои слюдистых, слегка известковистых, плотных, кварцевых песчаников.

Эта свита, вообще, слегка битуминозна и содержит в большом количестве растительные остатки и сравнительно хорошей сохранности фауну, в связи с чем она является основным опорным стратиграфическим горизонтом массива. Полный, детальный разрез свиты здесь составить не удается по причине сильной задернованности района, вследствие чего не всегда известно точное стратиграфическое положение собранной нами (93) фауны. Этим вызвано и то, что до сих пор неизвестна точная мощность формации, определение которой затрудняется также и трансгрессивным залеганием байоса. Средняя мощность свиты оценивалась в 200 м (93), но в послед-

ние годы я имел случай видеть разрез по левой стороне р. Пиназаура, где мощность ее достигает 400 м, если не больше.

Лейасский возраст описанных отложений Локского массива принимается не всеми геологами. Так, В. Грушевой (120) ошибочно помещает их над вулканогенными отложениями байоса. Аналогичную ошибку допускает И. Барканов (22). Е. Устиев, основываясь на найденной им в Джандарском районе фауне пелеципод, определенных Пчелинцевым, как байосские Lina cf. subrigidula Soh., также относит их к байосу.

На основании произведенных мною (93) предварительных определений некоторых аммонитов: *Arietites opinoides* d'Orb., *A. Cordieri* Canav., *A. aff. Conybeari* Sow. *Schlotheimia* sp., *Aegoceras cf. bispinatum* Geyer., *Amphiceras sp.*, *Dactyloceras* (?) sp., вся формация была отнесена к нижнему лейасу.

Однако и это определение возраста свиты оказалось не совсем точным. Этот вопрос впоследствии изучался И. Кахадзе (184) и А. Джанелидзе (136), которым монографически обрабатывается вся фауна, собранная из этих отложений. В результате их исследований выяснилось, что слюдисто-песчано-глинистые отложения Локского массива содержат все ярусы лейаса.

Ниже приводится список фауны, изученной А. Джанелидзе

Atractites sp. ind. (Haas)., *Belemnites sp. ind.*, *Arietites* (*Vermiceras*) *sp. ind.* A., *A.* (*Vermiceras*) *sp. ind.* B., *A.* (*Vermiceras*) *sp. ind.* C., *Arietites? sp. ind.* 1., *Arietites* (?) *sp. ind.* 2., *Arietites? sp. ind.* 3., *Arieticeras? sp. ind.* 1., *Arieticeras? sp. ind.* 2., *Microderoceras cf. Birchi Sow.*, *M. sp. n. ex aff. Birchi* Sow., *Microderoceras* (?) *sp.*, *Tropidoceras masieanum* d'Orb., *Amaltheus sp.*, *Oxynoticeras* cf. *Haueri* Fuc., *Hildoceras sp. n.*, *Hildoceras? sp*, *Lillia* (обломки внутрен. оборота); *Coeloceras fibulatum* Sow., *Coeloceras juv., sp., ind.*, *Aegoceras* (?).

Многочисленные Arieties убедительно доказывают наличие здесь синеморского яруса; Microderoceras, Tropidoceras, Amaltheus и Oxynoticeras точно датируют средний лейас (плинсбахский и домерский ярусы), а Hildoceras, Lillia, Coeloceras указывают на наличие тоарского яруса.

Наличие в этих отложениях верхнего лейаса еще раньше было отмечено И. Кахадзе (184) на основании определения следующих пелеципод. *Mytiloides amigdaloides* Coldf.; *M. cinctus* Coldf. var.? *Posidonomya Bronni* Coldf.

В отличие от Дзирульского массива, ааленский ярус на Локском массиве не обнаружен. Но, если принять во внимание, что все вышеперечисленные формы найдены в нижней и средней частях слюдистых песчано-глинистых сланцев, то возможность наличия в верхних горизонтах этой толщи аалена делается вполне вероятной. Для разрешения этого вопроса,

следует обратить внимание на ущелье р. Пиназаура, где средний и верхний горизонты лейаса представлены полнее чем в других районах.

Что касается нижней части слюдистых песчано-глинистых сланцев и всей базальной формации, то поскольку согласно перекрывающие их отложения содержат синемюрский ярус, то не представляет большого риска отнести их к геттангскому ярусу.

Храмский массив

Наличие лейасских отложений в Храмском массиве впервые установлено В. Эдилашвили (392), давшим следующий восходящий разрез их в районе с. Гомарети.

1. Конгломераты и аркозовые песчаники (частично орогоникованные), состоящие из галек розовых гранитов, аплитов, и нижних туффитов, имеющие мощность 5 м и залегающие трансгрессивно на нижних туффитах и на древних породах Храмского масеива.
2. Среднезернистые слюдистые песчаники, состоящие из зерен кварца, полевого шпата и листочков слюды, спементированных глинистым веществом—мощность . . . . . 15 м
3. Мелкозернистые слюдистые песчаники, и реже, мелкие прослои глинистых сланцев, мощностью . . . . . 75 м

Падение слюдистых песчаников ЮВ $150^0 < 45^0$.

Проследить по простиранию выходы слюдистых песчаников Гомаретского разреза не удается, так как к востоку от селения они прорываются неоинтрузией, а к западу перекрываются лавовыми потоками андезито-базальтов и долеритов. Изолированные выходы описываемых отложений наблюдаются также на южной и на восточной периферии Храмского массива. Один из них расположен около с. Мамула-сопели, где обнажаются битуминозные глинистые сланцы, содержащие многочисленные растительные остатки. Мощность сланцев не превышает 4—5 м, так как с одной стороны они прорваны неоинтрузией, а с другой на них надвинуты меловые отложения. Второй выход глинистых сланцев имеется к северо-востоку от Мамула-сопели, в районе с. Ахкалифа у спуска к ущелью р. Храми; здесь, среди сланцев встречаются прослои более плотных мелкозернистых песчаников.

В районе с. Ахкалафа, в валунах, В. Эдилашвили были найдены пелециподы: Mytiloides dubius Sow. и Ostrea sp., по определению Пчелинцева. Первая форма позволяет глинистые сланцы с. Ахкалафа отнести к верхнему лейасу. Но, на основании параллелизации лейасских отложений Храмского массива с таковыми Локского, общий возраст их условно был принят за лейас без подразделения (102).

Это мнение не разделяется И. Кахадзе (124), который считает, что описанные выше отложения не должны содержать горизонтов среднего и нижнего лейаса.

О лейасе Артвинского массива трудно что либо сказать. В упоминавшейся выше коллекции Бацевича, имеется один образец (№ 08—23) глинистого сланца, похожий на глинистые сланцы Локского и Храмского массивов. Согласно микроскопическому описанию этой породы, произведенному Н. Схиртладзе, в полосах серого цвета глин выделяются серицит и мелкие зерна кварца, встречаются много участков обогащенных гидратами окислов железа. Видны также рассеянные зерна эпидота. Порода испещрена разного направления кальцитовыми прожилками. Из описания ясно, что порода является типичным глинистым сланцем и похожа на лейасские сланцы Локского и Храмского массивов.

Наличие в Артвинском массиве лейасских отложений, в несколько иной интерпретации, допускается и И. Кахадзе.

2. БАЙОС

Порфиритовая свита

Байосские отложения имеют широкое развитие в области Грузинской глыбы и сравнительно меньшее в области Артвинско-Сомхитской глыбы и представлены мощными вулканогенными образованиями, петрографически друг от друга ничем не отличающимися. Это явление свидетельствует об единой вулканической деятельности и связи с общим магматическим очагом.

Дзирульский массив

Байосские отложения широко развиты по всей южной и юго-восточной периферии Дзирульского массива, начиная от г. Зестафони на западе и кончая Сурамским районом на северо-востоке. В центральной части массива они прослеживаются довольно широкой полосой вдоль ущелья р. Дзирула, принимая участие в строении Гореша-Харагоульской синклинали. Они же слагают сводовую часть крупной антиклинали Сурамского хребта (вершины Ткемта и Никорагелу), где их прорывает Ципская диоритовая интрузия. На востоке от Дзирульского массива байосские отложения уходят под меловые и третичные образования и, по всей вероятности, имеют широкое развитие под Тирипоно-Мухранской долиной. К югу от массива они залегая полого скрываются под третичные отложения и, как было отмечено выше, есть основание предположить их широкое распространение в северной части Аджаро-Триалетской системы.

Детальное петрографическое изучение вулканогенных образований байоса всей Грузии произведено Г. Дзоценидзе (145), а южной и юго-восточной периферии Дзирульского массива С. Чихелидзе (382). Здесь мы ограничимся кратким общим описанием всей толщи, остановившись лишь на интересных деталях некоторых разрезов.

По ущелью р. Дзирула от с. Шроша до с. Дзирула и еще южнее, имеется следующий восходящий разрез:

В этом разрезе во многих местах обнаружена богатая фауна, детально изученная И. Кахадзе (183). Список ее будет приведен ниже. Вся эта мощная толща, представленная разными видами вулканогенных пород, имеет моноклинальное падение, в общем на юг, но местами наблюдаются отклонения.

1. Красные известняки (описанные выше)
2. Пластовая жила порфирита, в контакте с которой пласты красных известняков сильно смяты. Мощность . . . . . 8 м
3. Черноватого и темносерого цвета грубообломочные лавовые туфобрекчии, выше постепенно переходящие в более нормальные и слоистые туфобрекчии. В нижних горизонтах, вместе с валунами вулканогенных пород, очень часты крупные, слабо окатанные валуны красных известняков слегка обожженные снаружи; средний диаметр некоторых крупных валунов, в ряде случаев, достигает—0,4м и больше. В верхней части горизонта туфобрекчий найдены *Stephanoceras Frevcineti* Baylel (определ. А. Джанелидзе). Падение на ЮЗ 190° <35°. Мощность . . . . 60—70 м
4. Серовато-черноватого и иногда зеленоватого цвета туфопесчаники с падением слоев в вевхней части разреза на ЮЗ 190° <22°. Мощность. 25 м
5. Слоистые туфобрекчии, падающие на ЮЗ 195° <28°. Мощность . . . 18—20 м
6. Над туфобрекчиями залегают (тектонически) известняки, представленные здесь двумя начками: мергелистыми известняками серовато-зеленоватого-цвета около 10 м мощности в нижней части, и красными известняками, 20 м мощности в верхней части. В этих красных известняках найдена богатая средне и верхнелейасовая фауна, среди которой очень много *Amaltheus margaritatus* Mont. и др. Известняки прорваны мелкими порфиритовыми жилами, являющимися апофизами более крупной пластовой порфиритовой жилы. . . . . .
7. Пластовая порфиритовая жила мощностью около . . . . . 4—5 м
8. Слоистые туфопесчаники с падением пластов на ЮЗ 190°<30°. Мощность 8—10 м
9. Слоистые туфобрекчии мощностью больше . . . . . 150 м
10. Ниже по течению реки, до самых верхних горизонтов всей вулканогенной серии, общая мощность которой достигает 2,5 км, наблюдается чередование мощных пачек туфобрекчий- туфоконгломератов и туфопесчаников и только в верхних горизонтах всей свиты, ужз по левому берегу р. Чхеримела, под карагайскими отложениями, выделяются черные, мягкие песчано-глинистые сланцы неизвестной мощности. . . . . .

Более интересная картина наблюдается к западу от этого разреза, вдоль ущелья р. Глинавис-геле. В верхней части речки выходят нижние туффиты, над которыми залегают конгломераты и кварцевые песчаники лейаса. На размытой поверхности этих последних залегает порфиритовый покров, который мы раньше считали верхнеюрским (94), но по данным последующих исследователей (155, 382), оказался байосского возраста. Южное продолжение этого покрова частично перекрывает и красные известняки, залегающие согласно на кварцевых песчаниках. Не исключена возможность, что центр излияния этого покрова находится здесь же, так как центральная часть его спускается в русло реки, в виде мощной жилы. Ниже по течению реки, как уже указывалось, обнажаются красные известняки,

нижние горизонты которых перекрыты делювиальными отложениями.

На размытую и неровную поверхность красных известняков, падающих на ЮЗ 195°< 20—25°, налегают туфобрекчии и туфопесчаники с падением на ЮЗ 185° <10—15° (см. зарисовку № 32). Здесь же проходят небольшие жилы порфирита. В нижних горизонтах туфобрекчий очень часты захваченные обломки и глыбы красных известняков. Это явление можно наблюдать на протяжении около 50 м.

Ниже по течению реки, имеется непрерывный разрез вулканогенной свиты, представленной чередованием слоистых туфопесчаников, туфобрекчий и туфоконгломератов. Вся эта мощная толща вулканогенных пород падает в общем на ЮВ 160—180° под углом от 7° до 12°. С таким же падением она переходит на левую сторону р. Чхеримела (т. е. на юг), где перекрывается караганскими отложениями. В виду незначительности угла падения мощность обнаженной части байоса не превышает 1 км. В этом разрезе очень часты порфиритовые дайки разной мощности.

Прослеживая разрез в восточном направлении от с. Шроша в сторону с. Бжиневи, можно видеть, что вулканогенная свита байоса везде несогласно залегает, то на красных известняках, то на кварцевых песчаниках, то на кристаллических породах Дзирульского массива. В нижних горизонтах свиты очень часто встречаются захваченные обломки и глыбы красных известняков. Не менее ясная картина несогласного налегания байосских отложений на ниже лежащие образования наблюдается и в ущелье р. Чхеримела и еще восточнее, в Сурамском районе. Часты случаи, когда на небольшом расстоянии байос залегает на разных горизонтах лейаса и на кристаллических породах массива. Это явление наблюдается, как между ст. ст. Мареліси и Молита в самом ущелье р. Чхеримела, так и к северу от них, по притокам последней. К северу от с. с. Молита, Ципа и Пона и в районах вершин Ткемта и Никораглу вулканогенная свита байоса непосредственно ложится на кристаллические породы массива. Прежде эту часть вулканогенной свиты я (95, 96) относил к верхнеюрским образованиям, что впоследствии не подтвердилось. Согласно исследованиям Г. Заридзе (155) и С. Чихелидзе (382), она является нераздельной частью байосских отложений.

На основании изучения богатого материала С. Чихелидзе произведено подразделение вулканогенных пород байоса на группы. По характеру плагиоклазов он выделяет: 1) породы с первичными основными плагиоклазами и 2) породы с альбитизированными плагиоклазами. По составу цветных минералов различаются: авгитовые, авгито-роговообманковые, роговообманковые и др. типы пород. Однако, выделенные типы, по мнению С. Чихелидзе не увязываются с определенными стратиграфическими горизонтами, как это усматривается Г. Дзоценидзе (142) для других районов их распространения.

Такое несоответствие, по моему мнению, вполне может быть объяснено отсутствием в некоторых районах нижнего (спилитового) и верхних горизонтов вулканогенной толщи. В этом отношении интересно было-бы сравнить петрографический характер вулканогенной свиты байоса южной периферии Дзирульского массива, со средней частью этой же свиты в других районах.

Возраст вулканогенной свиты этого района по стратиграфическому положению вначале определялся, то как оксфорд, то как кимеридж (Симонович и Сорокин). В 1930 году, на основании предварительного определения А. Джанелидзе *Stephanoceras Freycineti* Beyle был установлен байосский возраст этой свиты, что подтвердилось детальным изучением фауны, произведенным И. Кахадзе (179) и в настоящее время принимается почти всеми геологами. Разрешению вопроса в значительной мере способствовала фауна, которую мне удалось собрать в разных горизонтах этих отложений. Позднее дополнительный сбор фауны был произведен И. Кахадзе; на основании этого материала он смог не только определить точный возраст вулканогенной серии, но и расчленить ее на отдельные зоны. Им описаны:

Mytiloides tshalaensis Kakh., M. *Quenstedti* Pêel., *M. imereticum* Kakh., *Parallelodon* (*Bevshausenia*) *samebaense* Kakh., *Astarte pulla* Roem., *Entolium* (*Syncyclonema*) *cingulatum* Goldf., *Variamussium personatum* Ziet., *V. personatum* Ziet. v. *Gamkreildei* Kakh., *Spondylopecten* cf. *Bouchardi* Opp. *Sp. samebaens* Kakh. *Phylolceras* ex gr. *heterophylloides* Opp., *Lytoceras polyhelictum* Böckh., *Lytoceras sp. ind.*, *Stephanocerac Ereycineti* Bayle, *S.* cf. *einguiformis* d'Orb., *S. sp. ind. biv.*, *S.* cf. *Zieteni Quenst.*, *S.* (*Fmileia*) cf. *contractum* Sow., *S.* (*Fmileia*) *Polyschides* Waagen.

Из четырех зон, выделяемых И. Кахадзе, в Дзирульском массиве представлены только три верхние (*Emileia Sauzei*, *Witchelliana Romai* и *Garantia garantiana*). Отсутствие здесь нижней зоны *Witchelina laviuscula* служит лишним подтверждением несогласного залегания байоса на лейасе.

Несмотря на то, что эти сведения давно уже опубликованы, И. Кузнецов (212, 213) нижнюю часть порфиритовой свиты относит к лейасу, основываясь на предположении, что в Шрошинском районе нижние горизонты туфобрекчий согласно залегают на красных известняках среднего лейаса. Однако еще в 1928 году залегание красных известняков среди туфобрекчий вулканогенной серии было расшифровано мною (94), как тектоническое. В Шрошинском районе ясно видно, как красные известняки надвинуты на туфобрекчии, в которых найдена характерная для байоса форма *Steph. Freycineti Beyle* в то время, как в красных известняках обнаружено много Amaltheus. Эти туфобрекчии, согласно И. Кахадзе (183) относят-

ся ко второй зоне байоса (Emileia Sauzei) и между ними и неогласно подстилающими их красными известняками нижняя зона байоса отсутствует. Ясно, что нет никакого основания относить нижнюю часть вулканогенной толщи Дзирульского массива к лейасу.

Отсутствие нижней зоны байоса наблюдается не только в Шрошинском районе, но и по всей южной периферии Дзирульского массива.

Локский массив

Вулканогенная свита средней юры развита особенно широко в восточной части Локского массива в ущельях рек Гюльмагомет-чай и Ахкерпи-чай, откуда переходит бесперерывно в Аллавердский район. На севере, выходы туфогенных пород этой серии окаймляют узкой полосой лейасские отложения и весь Локский массив.

В литологическом отношении вулканогенная толща этого района мало чем отличается от аналогичных образований других районов Грузии. Особенностью отложений Локского массива является присутствие в нижних горизонтах кварц-порфировых покровов, несогласно перекрывающих лейасские отложения. Это явление ясно наблюдается в ущелье р. Лок-чай в районе урочища Орта-почта. Здесь, на размытую поверхность круто падающих лейасских отложений, несогласно налагает кварц-порфировый покров с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью, уходящий на северо-запад под порфиритовые туфобрекчии; последние в свою очередь трансгрессивно перекрываются сеноманскими отложениями. В северном и восточном направлениях кварц-порфировый покров непосредственно уходит под сеноманские отложения.

В других разрезах вулканогенной свиты этого района кварц-порфировые покровы нигде больше не наблюдаются и байос начинается порфиритовыми туфобрекчиями и туфопесчаниками. Наблюдать непосредственное налегание пород вулканогенной толщи байоса на лейасские отложения нам нигде не приходилось, но несогласное залегание их на лейасских отложениях не вызывает сомнения, исходя хотя бы из вышеприведенного факта. Кроме этого замечено, что углы падения пластов вулканогенной толщи в полосе контакта всегда меньше таковых лейасских отложений, причем разница равна, в среднем, 10—12°.

В ущельях рек Гюльмагомет-чай и Ахкерпи-чай вся толща представлена фациально изменчивыми комплексами вулканогенных пород. Наибольшим развитием пользуются грубослоистые и массивные туфобрекчии, а затем туфопесчаники. Имеются также внутриформационные порфиритовые покровы.

В северной части Локского массива эта толща сильно сульфидизирована и вообще настолько изменена, что большей частью невозможно опреде-

лить первоначальный характер слагающих пород. С этой сульфидированной зоной связаны рудоносные жилы Дамблудского ущелья.

Действительная мощность вулканогенной толщи Локского массива, вследствие несогласного перекрывания ее сеноманскими отложениями с одной стороны и среднеэоценовыми (Ляльвар и Лок) с другой, не может быть определена точно. В среднем, она не превышает 1,5 км.

По содержанию фауны Локская вулканогенная свита много беднее Дзирульской. Фауна была найдена нами только в туфопесчаниках около с. Ахкерпи и по определению И. Кахадзе представлена следующими формами:

Phylleoceras cf. *Kudernatchi* Hauer., *P. heterophylloides* Opp., *Lytoceras sp. ind.*, *L.* cf. *polyhelictum* Böckh., *Oppelia* cf. *subradiata* Sow., *Posidonia Bauchi* Roem.

В собранной В. Грушевым (120) более богатой фауне из Аллаверд-ского района, кроме типичных байосских форм, указаны и верхнеюрские, на основании чего возраст вулканогенной толщи доводится автором до верхней юры включительно. Однако, на основании наших сборов и по аналогии с другими районами Грузии и Закавказья в целом, где описываемые отложения выше средней юры не поднимаются, полагаем, что возраст вулканогенной серии Локского массива, в основном надо считать также среднеюрским.

Вулканогенная толща совершенно отсутствует в Храмском массиве, но не исключена возможность залегания ее под меловыми отложениями южнее от массива. Что касается Артвинского массива, то вполне вероятно, что часть имеющих здесь большое развитие вулканогенных пород относится к средней юре.

С целью облегчения обзора материала по стратиграфии юры, к работе прилагается стратиграфическая таблица (см. таблица № 1).

В. Меловая система

Если при характеристике докембрийских, палеозойских и юрских образований нам приходилось касаться только Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб, то при описании меловой системы, приходится обращаться и к Аджаро-Триалетской системе, в которой меловые отложения пользуются значительным развитием. Детально исследованы меловые образования Грузинской глыбы, восточных частей Аджаро-Триалетской складчатой системы, и частично, Артвинско-Сомхитской глыбы.

1. Нижний мел

Нижнемеловые отложения в пределах исследованной нами части Грузинской глыбы развиты только на южной периферии Дзирульского массива в долинах рек Дзирула и Чхеримела и в Сурамском районе, где они

представлены барремскими известняками в типичной ургонской фации и аптскими мергелями. Небольшие выходы аптских мергелей обнаружены также на северном склоне Триалетского хребта.

а. Баррем

Дзирульский массив

В Дзирульском массиве отложения баррема трансгрессивно, с большим угловым несогласием, перекрывают юрские отложения и кристаллические породы массива. Большей частью они обнажены в виде невысоких карнизов и хорошо развиты в северо-западном крыле Гореша-Харагоульской синклинали в Амашукетском и Горешком районах, откуда они узкой полосой тянутся в юго-западном направлении в сторону сел. Лаше и, пересекши реку Чхеримела, перекрываются миоценовыми отложениями недалеко от указанного селения. В районе сел. Сакасриа, огибая названную синклиналь с северо-востока, барремские известняки переходят в юго-восточное ее крыло и в сложных тектонических условиях (залегая вертикально) тянутся на юго-запад в сторону ст. Харагоули в виде узкой прерывистой полосы (нарушены взбросо-надвигами). К юго-востоку от с. Ислари они перекрываются миоценовыми отложениями, но потом снова появляются в ущелье р. Джонджоура (левый приток р. Чхеримела) уже в юго-восточном крыле антиклинали и продолжаются на северо-восток вдоль ущелья р. Чхеримела (то по левому, то по правому ее берегу), а затем, пересекая Сурамский хребет, прослеживаются непрерывной полосой на северо-восток от. сел. Пона до сел. Али, где и заканчиваются. Потерявшие связь с основными выходами останцы барремских отложений имеются: один на правом берегу р. Дзирула, против с. Амашукети, и другой по левому берегу той же реки близ с. Самеба.

Во всех указанных выше районах барремские отложения представлены в двух фациях: конгломератами и песчаниками и ургонскими известняками. Небольшие отклонения наблюдаются в Молитском и Ципском районах. Ниже приводится описание некоторых характерных разрезов баррема, составленных мною в 1929—32 годах.

Между селениями Гореша и Борити имеется следующий восходящий разрез:

1. Сильно выветрившееся габбро.
2. Конгломерат. Мощность . . . . . 2—3 м
3. Песчаники красноватого цвета . . . . . 3 м
4. Известняки массивные светложелтого цвета . . . . . 2 м
5. Известняки массивные желтовато-красноватого цвета, плотные, доломитизированные . . . . . 8 м
6. Известняки с „капротинами“ желтовато-белого цвета, грубослоистые с падением на ЮВ 140^0 $<25—30^0$ . . . . . 21 м
7. „Капротиновые“ известняки, переполненные реквиениями . . . . . 0,30 м

8. Известняки с „капротинами“ . . . . . 0,50 м
9. Глауконитовые известняки желтоватого цвета . . . . . 5 м
10. „Капротиновые“ известняки, переполненные реквиениями . . . . . 1-5 м
11. Остреевые известняки и мергелистые известняки . . . . . 5 м
12. Аптские известковистые мергели и мергели голубовато-светлосерого цвета, содержащие богатую, типично аптскую фауну . . . . . 50—60 м

В разрезе выше габбро можно выделить следующие горизонты: а) конгломераты «2» и песчаники «3» — базальная формация общей мощностью 5—6 м; b) массивные желтовато-красноватого цвета доломитизированные известняки «4» и «5», общей мощностью 10 м, — горизонт доломитизированных известняков; с) «Капротиновые» известняки «6», «7», «8», «9» и «10», содержащие много *Requienia*, общей мощностью 28—29 м, — горизонт «капротиновых» известняков баррема; d) остреевые известняки и мергели «11», мощностью 5 м, остреевый горизонт, являющийся переходным от барремских известняков к аптским мергелям.

В Горешском же районе к юго-западу от первого пункта в ущелье р. Квадаура (левый приток р. Дзирула) наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Вулканогенная серия байоса.
2. Красноватого цвета конгломерати и песчаники . . . . . 6 м
3. Желтоватые и бледнорозовые массивные доломитизированные известняки 4 м
4. Беловатые „капротиновые“ известняки . . . . . 8 м
5. Остреевые известняки . . . . . 4 м
6. Известняки и мергели апта, переполненные многочисленными аммонитами, пелециподами, гастроподами, брахиоподами и др. (список их дается при описании аптских отложений).

Разница между этими двумя разрезами сводится лишь к мощности «капротиновых» известняков: в первом разрезе мощность их равна 28—29 м, а во втором — 8 м. Следует отметить, что второй разрез (если принять во внимание падение пластов), расположен ближе к оси Горешско-Харагоульской синклинали.

Следуя вдоль северо-западного крыла указанной синклинали в сторону Лаше, мы во многих пунктах имеем в общем аналогичную картину, то есть нижний мел несогласно перекрывает среднеюрские отложения.

Следующий разрез составлен в ущелье р. Джонджаура:

1. Туфобрекчии и порфириты, сильно выветрелые и разрушенные. окрашенные в красные и желто-коричневые цвета (преобладает красный цвет), с падением ЮВ 115—120° <35°.
2. Делювий на протяжении 15 м.
3. Песчаники желтоватого цвета . . . . . 12 м
4. „Капротиновые“ известняки с реквиениями. Падение на ЮВ 145—150° <20—25° . . . . . 10 м
5. Перерыв в обнажении . . . . . 3—4 м
6. Голубоватого цвета мергели и чередующиеся с ними мергелистые известняки (апт) . . . . . 50 м

В этом разрезе не виден непосредственный контакт меловых отложений с байосом и неполностью обнажены «капротиновые» известняки и остреевый горизонт, но в притоках р. Джонджоура имеются участки, где под песчаниками, непосредственно над красноватыми туфобрекчиями залегают конгломераты мощностью около 2 м, а между «капротиновыми» известняками и аптскими мергелями — остреевый горизонт около 1,5—2 м мощности. Таким образом здесь отсутствует только горизонт доломитизированных известняков.

Совершенно аналогичная картина наблюдается в ущелье р. Квабисгеле, правого притока р. Ваханис-цхали:

1. Туфогенные породы байоса.
2. Перерыв в обнажении . . . . . 20 м
3. Серовато-белые известняки с реквиениями, обнаженные в выде карниза высотой около 15 м. с падением на ЮЗ $185^0 < 30-35^0$. Мощность около 12 м
4. Мергели с остреями . . . . . 3 м
5. Аптские мергели . . . . . 30 м

В этом разрезе базальная формация (конгломераты и песчаники) и *доломитизированные известняки не обнажены, но присутствие их не вызывает* сомнения, так как в осыпях наблюдаются крупные глыбы доломитизированных известняков, конгломератов и рыхлых песчаников. Гальки конгломерата представлены порфиритами и туфогенными породами байоса.

От ущелья Ваханис-цхали в направлении к ст. Молити, легко можно проследить все выше выделенные горизонты нижнего мела, часто смещенные сбросами. У железно-дорожного моста (ниже ст. Молити) нижнемеловые отложения с левого склона ущелья р. Чхеримела переходят на правый склон и далее непрерывной полосой тянутся на северо-восток до с. Ципа, откуда также непрерывной полосой переходят в Сурамский район. Хорошие разрезы этих отложений можно составить по многим поперечным притокам р. Чхеримела; наиболее характерными из них являются разрезы Молитского и Ципского районов.

В ущельи речки Барнеулис-геле (правый приток р. Чхеримела Молитский район) наблюдаются:

1. Вулканогенная свита байоса.
2. Перерыв в обнажении около 10—15 м. но в делювии видны обломки песчаников и желтоватого цвета глин.
3. Желтоватые, мягкие, мергелистые известняки, переслаиваемые глинистыми прослойками сероватого цвета (мощностью около 3 см) . . . . . 1,5—2 м
4. Плотный пласт желтовато-белого известняка . . . . . 0,5 м
5. Известняк с брекчиевидным выветриванием, включающий гнезда серых глин . . . . . 4 м
6. Светложелтые мергелистые известняки сероватого цвета, в выветрелом состоянии. Обнажены частично.
7. Перерыв в обнажении . . . . . 1,5 м
8. Мягкие мергелистые известняки . . . . . 0,5 м
9. Плотные беловато-серые известняки. Падение ЮВ $160^0 < 30^0$ . . . . . 0.7 м

10. Сероватые мергелистые, слегка брекчиевидные известняки с пропластками сероватых глин . . . . . 2 м
11. Чередование серовато-синеватых глин и плотных известняков . . . . . 6 м
12. Желтоватые известняки, слегка окварцованные . . . . . 2 м
13. Плотные „капротиновые" известняки беловато-серые . . . . . 2 м
14. *Мягкая серая мергелистая глина* . . . . . 2 м
15. Мергелистые известняки, переполненные мелкими остреями . . . . . 0,5 м
16. „Капротиновые" известняки, с реквиениями и другими пелециподами . 0.7 м
Между „15" и „16" слоями залегают богатые остреями плотные известняки 0.1 м мощности
17. Песчанистые известняки, переходящие по падению в песчаники и микроконгломераты. В них много плохой сохранности реквиений и других педеципод (Ostrea). гастропод (Nerinea) и др . . . . . 3 м
18. Багатые остреями плотные известняки . . . . . 2 м
19. Перерыв в обнажении . . . . . 5—6 м
20. *Плотные „капротиновые" известняки с прослойками глин* . . . . . 2.5 м
21. Сероватого цвета глины, местами с гнездовидными зелеными участками 0,25 м
22. Плотные „капротиновые" известняки . . . . . 1·5 м
23. Серовато-синего цвета мергелистые глины, богатые остреями . . . . . 0.35 м
24. Плотные „капротиновые" и остреевые известняки . . . . . 0.5 м
25. Сероватые мергелистые глины, местами с пропластками песчаников . . 0,5 м
26. Массивные „капротиновые" известняки, в нижнем горизонте которых выделяется маломощный слой переполненный реквиениями . . . . . 3,5 м
27. Пласт конгломерата, переходящий выше в серовато цвета песчанистые глины, в нижних горизонтах богатый белемнитами и пелециподами. Встречен неопределимый обломок аммонита . . . . . 1 м
28. Типичные аптские мергелистые известняки. известковитые мергели и глауконитовые песчанистые мергели с богатой фауной. Около быв. здания сельсовета глауконитовые мергелистые песчаники переполнены брахиоподами: . . . . . .
Rhynchonella gibbsiana Sow., *var. badoultensis* Jac. et Fall., *Terebratula praelonga* Sow., *Dzirulina dzirulensis* Anth.

В этом разрезе можно виделить следующие более крупные горизонты:

а) базальные отложения, перекрытые делювием; около . . . . . 6 м
б) слой от „3" по „12" включительно можно об'единить в один горизонт соответствующий второму горизонту Горешского района; общая мещность около . . . . . 19 м;
с) остальные пачки от „13" до „26" включительно представляют собой „капротиновый" горизонт с общей мощностью около . . . . . 24 м.

В разрезе не выделяется остреевый горизонт, тесно связанный с «капротиновым» горизонтом; второй горизонт, в предыдущих районах представленный желтоватого цвета крепкими доломитизированными известняками, здесь сложен слоистыми известняками, переполненными пелециподами, и чередующимися с ними глинистыми мергелями, мергелями и мергелистыми известняками. Тоже самое следует сказать и относительно «капротинового» горизонта, представленного, вместо массивных и однородных известняков, чередованием маломощных «капротиновых» и мергелистых известняков, мергелей мергелистых глин и песчанистых мергелистых глин. Общая мощность отложений этого разреза больше мощности предыдущих в сред-

нем на 20 м. Основной особенностью разреза является необычный для Западной Грузии фациальный характер баррема.

Недалеко от с. Ципа, по склону до разветвления р. Чхеримела, наблюдается восходящий разрез, в котором на кристаллических породах Дзирульского массива непосредственно залегают:

1. Желтовато-беловатые плотные и крепкие доломитизированные известняки с падением на ЮЗ 190° <75—80°, в нижней части слегка песчанистые. Ниже по склону наблюдается постепенно выполаживание пластов 20 м
2. Беловатого цвета „капротиновые" известняки, содержащие в большом количестве Requieniae и Monopleurae . . . . . 30 м
3. Выше капротиновых известняков, совершенно согласно залегают очень крепкие, трещиноватые, белые и желтоватые окремненные известняки .35 м
4. Перерыв в обнажении, в целовки части обломки аптских мергелей с фауной аммонитов и др . . . . . 50 м

В этом разрезе отсутствуют конгломераты и песчаники, повидимому, выклинивающиеся вследствие надвигания известняков на кристаллические породы массива. Однако, к западу от этого пункта, уже в другой части с. Ципа, во многих оврагах в основании желтоватого цвета крепких известняков, в низах которых встречены неопределимые Nerinea, залегают базальные отложения, представленные желтоватыми, красноватыми и коричневатыми полурыхлыми песчаниками и конгломератами, имеющими пологое (около 25—30°) падение на ЮВ. Мощность конгломератов достигает в среднем 10 м. Около ст. Ципа хорошо видно, как верхние белые и желтые известняки постепенно переходят в аптские мергели. Таким образом в Ципском районе могут быть выделены следующие горизонты:

a) базальные конгломераты и песчаники,

b) желтовато-белые плотные и крепкие доломитизированные известняки,

c) «капротиновые» известняки,

d) трещиноватые белые и желтоватые окремненные известняки.

Как мы видим, этот разрез довольно резко отличается от разрезов других районов. Наиболее существенное различие наблюдается в верхней части разреза, где над «капротиновыми» известняками баррема, взамен остреевого горизонта залегают белые и желтоватые трещиноватые известняки около 35 м мощности, без фауны. Это последнее обстоятельство не дает возможности точно определить возраст горизонта. Неизвестно, относится ли он целиком или частично к баррему или к апту, который здесь представлен маломощными (около 25 м) мергелистыми отложениями.

В Сурамском районе разрезы нижнемеловых отложений не так хорошо представлены, как в других районах. По неполным разрезам удается выделить следующие горизонты:

a) конгломераты и песчаники,

b) желтовато-белые доломитизированные известняки,

c) «капротиновые» известняки, и

d) остреевый горизонт.

Эти отложения несогласно налегают на кристаллические породы массива и юрские образования и согласно переходят в аптские мергели.

Заканчивая на этом описание разрезов нижнемеловых отложений южной периферии Дзирульского массива, коснемся вкратце вопроса об их возрасте. Э. Фавр (354), называя «капротиновые» известняки ургонскими, относил их к неокому. С. Симонович и А. Сорокин (319, 321) вместе с аптскими и альбскими отложениями считали их гольтом. Более правильное определение возраста нижнемеловых отложений Дзирульского массива дано Е. Фурнье (359), относившим «капротиновые» известняки к баррему, а нижележащие горизонты—к неокому. Мы (94), на основании стратиграфического положения, горизонты «a» и «b» относили, условно, к верхам готерива и низам баррема, а «капротиновые» известняки — к баррему. М. Эристави (399), приходит к выводу, что горизонты «a» и «b» южной периферии Дзирульского массива, также должны быть барремского возраста, так как вышележащие отложения ургонской фации, по найденным в них Requieniae относятся к верхнему баррему.

Изучившая фауну верхней части «капротиновых» известняков Грузии, Н. Иоселиани (162), определила следующие виды: *Requienia Zlatarski* Paquier, *Requienia ammonia* Goldf, *Monopleura sp.* nov. Первые две формы, в основном, характерны для верхнего баррема Франции и Швеицарии а *Monopleura sp.* и для верхнего баррема Дагестана.

Горизонт остреевых известняков и мергелей переполнен пелециподами, в основном остреями: *Ostrea* (*Ex.*) *latissima* Lam. и др., то есть формами, встречающимися в аптских отложениях, но, молитский разрез, где вместе с ними встречаются в довольно большом количестве и Requieniae, заставляет нас отнести его к верхнему баррему. В других районах точный возраст этого горизонта не может быть определен. Остреевый горизонт не всюду занимает определенное стратиграфическое положение; в одном случае он принадлежит к верхнему баррему, в другом — к нижнему апту и поэтому его следует рассматривать как переходный между барремом и аптом горизонт.

Возраст верхних белых и желтоватых известняков Ципского района, залегающих между «капротиновыми» известняками и аптскими мегрелями, и имеющих мощность около 35 м, точно определен быть не может. Этот горизонт в фациальном отношении приближается к ургону и вполне оправдывается условное отнесение его к верхнему баррему.

d. Апт

Аптские отложения довольно хорошо развиты в районе Дзирульского массива и очень слабо в Аджаро-Триалетской складчатой системе.

Дзирульский массив

Аптские отложения Дзирульского массива известны с давних времен, но подверглись детальному изучению только в последние годы и, можно сказать, в настоящее время исследованы много лучше, чем другие ярусы мела. Выше, при описании нижнемеловых (барремских) отложений, мы попутно знакомились и с аптскими отложениями, хорошие разрезы и богатая фауна которых издавна привлекали внимание исследователей. Апт согласно налегает на барремские отложения и постепенно переходит в альб. Он всюду, за малым исключением, представлен голубовато-белыми мергелями и мергелистыми известняками.

На южной периферии Дзирульского массива аптские отложения хорошо обнажаются в обоих крыльях Гореша-Харагоульской синклинали, а также в Марелисском, Молитском и Ципском районах, откуда непрерывными выходами продолжаются в Сурамский район, где в сел. Али уходят под третичные отложения. Наиболее полные разрезы их известны в Лаше-Горешском и Молитском районах. В виду того, что эти разрезы очень схожи между собой, для детальной характеристики аптских отложений достаточно дать описание лишь некоторых наиболее характерных из них. Несколько иная в фациальном отношении картина наблюдается в Молитском и Ципском районах.

В Горешском районе аптские отложения обнажены во многих пунктах и везде переполнены остатками богатой морской фауны, исключительно хорошей сохранности. В русле р. Квадаура и по ее левым и правым притокам наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Остреевые известняки и мергели . . . . . 7—9 м
2. Светлые беловато-голубые слоистые известняки, мергелистые известняки и мергели с богатой фауной, среди которой преобладают Colchidites и Ostrea. Очень много также брахиопод . . . . . 12 м
3. Чередующиеся между собой беловато-голубые, светлосерые и серые известковистые мергели, мергели и глинистые мергели, богатые фауной. В нижней части преобладают Ancyloceras, а в верхней Douvilleiceras. 20—25 м
4. Темносерые тонкослоистые мергели, мергелистые глины, глинистые песчаники с Aucellina . . . . . 10—15 м
5. Темносерые глауконитовые глинистые песчаники, туфопесчаники и порфиритовые туфобрекчии альба . . . . . .

Совершенно аналогичные разрезы наблюдаются вдоль полосы Гореша—Лаше. Намечаются лишь небольшие изменения в общей мощности всей свиты и некоторые колебания, в содержании фауны. Сравнительно худшие разрезы аптских отложений имеются в районе с. Сагандзиле в

ущелье р. Джонджоура и в районе Мареліси (по левым притокам р. Чхеримела).

В ущелье р. Джонджоура, как уже отмечалось, аптские отложения совершенно согласно залегают на капротиновых известняках и также совершенно постепенно переходят в альбские отложения; известковистые и известково-мергелистые отложения нижнего и среднего апта постепенно переходят в мергелисто-глинистые и песчано-глинистые отложения верхнего апта. Здесь наблюдается обеднение всей фауны как в количественном, так и в видовом отношениях; отсутствуют Colchidites, Ancyloceras, Douvilleiceras. Сравнительно много брахиопод и белемнитов.

В ущелье р. Ванис-цхали (на правом склоне) аптские отложения, совершенно согласно залегающие на остреевых известняках и мергелях и также согласно переходящие в альбские вулканогенные образования, представлены, в основном, известковистыми мергелями и мергелисто-глинисто-песчанистыми отложениями, то есть здесь преобладают терригенные фации.

Более своеобразная картина наблюдается в Молитском районе, где аптские отложения представлены в иных фациях. Остреевый горизонт совершенно не выделяется и барремские капротиновые известняки отделяются от аптских отложений конгломератово-песчанистым пластом около 1 м мощности. Здесь нижние горизонты апта сложены беловато-голубыми мергелистыми известняками и известковыми мергелями около 20 м мощности; средний горизонт представлен глауконитовыми песчаниками и глинисто-мергелистыми песчаниками неизвестной мощности (часто перекрыты делювием), а верхние горизонты сложены то глауконитовыми песчаниками и туфобрекчиями (у Молитской средней шкалы), то желтовато-серыми известковисто-песчано-глинистыми мергелями, совершенно постепенно переходящими в альбские вулканогенные образования.

Нижние горизонты переполнены многочисленной, разнообразной фауной; в среднем горизонте очень много брахиопод: *Rhynchonella gibbsiana* Sov. var. *bedouliensis* tac. et Fall., *Terebratula praelonga* Sow., *Dzirulina dzirulensis* Ath.

В верхнем вулканогенном горизонте найдены *Douvilleiceras Martini* d'Orb., *D. Tschernyschevi* Sinz., *D. mammilatum* Schloth., *D.* cf. *mammilatum* Schloth.

К сожалению, две последние фации апта в этом районе плохо обнажены и не удается установить точное взаимоотношение между ними. Ясно одно, что они залегают в верхней части апта, так как на них непосредственно ложатся вулканогенные отложения нижнего альба.

По левому склону р. Чхеримела, ниже ж. д. тупика, в небольшом овраге выходят верхнеаптские отложения, представленные уже слоистыми глинистыми мергелями и мергелистыми глинами темносерого и серовато-

синего цвета. Выше они совершенно постепенно переходят в нижнеальбские вулканогенные породы, которые здесь, обладают небольшой мощностью — всего в несколько метров, — и непосредственно на них залегают глауконитовые песчаники с туфогенным материалом.

Из вышеизложенного видно, что вулканогенная фация верхнего апта имеет локальное развитие. Она быстро выклинивается на север, запад и восток, но, по всей вероятности, продолжается только в южном направлении, где альбские и сеноманские отложения уже полностью выражены в вулканогенной фации.

В Ципском районе имеются только отдельные, изолированные сбросами, выходы аптских отложений. Наблюдения над этими выходами показывают, что на желтоватых трещиноватых известняках залегают бедные фауной светлые голубовато-серые известковистые, слегка песчанистые мергели и более темные глауконитовые, песчанистые глины, согласно переходящие в вулканогенные породы альба. Здесь нет ни Colchidites, ни Ancyloceras и очень мало Douvilleiceras. Сравнительно много ауцелин, брахиопод и белемнитов. Общая мощность апта здесь не превышает 25 м.

В районах с. Пона (Сурамский перевал) и Сурами, куда аптские отложения переходят из Ципского района, наблюдается более выдержанная последовательность. Бедные фауной аптские отложения, здесь непосредственно залегают на капротиновых известняках и согласно переходят в альбские глауконитовые песчаники и глины (вулканогенная фация альба выклинивается между Ципа и Пона). Литологически они представлены чередованием известняков и мергелистых известняков в нижних горизонтах, и известковистыми мергелями и песчанисто-глинистыми мергелями в верхних. Общая мощность их достигает в среднем 30—40 м.

Такова вкратце литологическая природа аптских отложений южной периферии Дзирульского массива. Аптский возраст этих отложений был установлен еще первыми исследованиями (354, 359). И. Рухадзе, специально занимавшимся изучением аптской фауны из разных районов Грузии, даны весьма ценные работы (306, 307) по этому вопросу. Изучением нижнемеловых брахиопод занималась К. Нуцубидзе (266).

За последние годы уточнением стратиграфии нижнемеловых отложений занимается М. Эристави (396,—399), которому удалось расчленить их на зоны.

На южной периферии Дзирульского массива, в продолжение ряда лет, мною была собрана богатая фауна нижнего мела. Часть аптских аммонитов была определена мною и Н. Иоселиани еще в 1930—31 г. г. (95). Однако, следует заметить, что еще не вся имеющаяся фауна полностью обработана: совершенно не изучены гастроподы и морские ежи, пелециподы и белемниты изучены частично. На основании перечисленных работ ниже дается общий список фауны:

Rhynchonella lineolata Phill., *Rh. multiformis* Roem. var. *rotundicosta* Jac. et Fallot, *Rh. depressa* Sow., *Rh. nuciformis* Sow., *Rh.* aff. *Gibbsiana* Sow., *Rh. Gibbsiana* Sow. var. *bedouliensis* Jac. et Fall., *Rh. lata* d'Orb., *Rh. Bertheloti* Kil., *Rh. globulosa* Nout., *Rh. laschensis* Nout., *Terebratula biplicata* (Brocchi) Suw., *T. praelonga* Sow., *T. depressa* Lam., *T. moutoniana* d'Orb., *T, sp.*, *T.* cf *subrotunda* Sow., *T.* sp. n.? *Kingena lata* Nout., *Dzirulina dzirulensis* Anth., *D. pericostata* Noutz., *D. Rouchadzei* Noutz., *Aucellina sp.*, *A. caucasica* Bouch., *Phylloceras Rouyi* d'Orb. sp., *Ph. Rouyi* d'Orb. sp. var. *elliptica* Renng., *Ph. Velledae* Mich. sp., *Ph. Moreli* d'Orb. sp., *Ph. Guettardi* Rasp. sp. *Lytoceras Voronzovi* Sperck., L. *Phestus* Math. sp., *L. belliseptatum* Anth., *Costidiscus nodosostriatus* Uhlig. var. *paucinodosa* Renng., *Tetragonites Duvali* d'Orb. sp., *T.* cf *crebrisulcatus* Uhlig sp., *Anisoceras* cf. *carcitanense* Math., *Hamites sp., ind. Oppelia nisus* d'Orb., *Puzosia Matheroni* d'Orb., *Douvilleiceras Cornueli* d'Orb., *D. Martini* d'Orb., *D.* aff. *Martini* d'Orb., *D. Tschernyschewi* Sinz., *D. subnodosocostatum* Sinz., *D. seminodosum* Sinz., D. *seminodosum* Siuz. var, *Goreschaencis* Rouch., *D. coronatum* Rouch., *Acanthohoplites Sinzovi* Kas., *A.* sub-Tobleri Kas., *A. Milletianus* d'Orb. v. *Peroni* Jacob., *A. Bigoureti* Seum.. *A. multispinatus* Anth., *A. Nolani* Seum., *A. consobrinus* d'Orb., *A Milletianus* d'Orb., *var. Peroni* Jacob., *A. crassicostatus* d'Orb., *A. Treffreyanus* Rast. *Ammonitocerac transcaspium* Sinz., *Heteroceras Devii* Rouch., *H. commune* Rouch., *H. elegans* Rouch., *Argvethites minor* Rouch., *A. lasheense* Rouch. *A. commune* Rouch., *Colchidites longus* Rouch., *C. rotuudus* Rouch., *C. costatus* Rouch., *C. Sarasini* Roueh., *C. Gamkrelidzei* Rouch., *C. hcreshaensi s* Rouch., *C. aff. horeshaensis* Rouch., *C. kvadaürensis* Rouch., *C. Tzotnei* Rou ch., *C. dziroule tnsis* Rouch., *C.* aff. *latecostatus*, Rouch., *C.* ex gr. *intermedius* Djan., *Imerites Favrei* Rouch., *I. densecostatus* Penng., *I. tsholashensis* Rouch., I. aff. *tshoeshensis* Rouch., *Hibolites longus* Schw., *H. brevis* Schw., *H. moderatus* Sohw., *H. semicanaliculatus* Blainv., *H. sp. ind., Ostrea* (*Exogyra*) *latissima* Lam., *O.* (*Ex.*) *subsinuata* Leym.

На основании изучения детальных разрезов и анализа всей фауны М. Эристави подразделяет аптские отложения Западной Грузии и в том числе южной периферии Дзирульского массива, на три горизонта.

Верхний горизонт — гаргазский подъярус, по мнению автора представлен зоной с *Douvilleiceras Martini* d'Orb., *D. subnodosocostatum* Slnz., *Oppelia nisus* d'Orb., *Neohibolites semicanoliculatus* Blainv. К среднему горизонту он относит зону с *Deshayesites Deshayesi* Leym, а к нижнему—колхидитовый горизонт, для которого характерна группа *Colchidites shaoriensis* DJan. К этому же горозонту автор относит остреевый горизонт некоторых разрезов.

Нижний горизонт он называет зоной C. shaoriensis, средний — зоной D. Deshayesi и верхний (гаргазский) — Op. nisus, D. Martini и N. semicanaliculatus. Клансейскую зону М. Эристави склонен отнести (397) к апту, что для южной периферии Дзирульского массива можно считать приемлемым.

Это деление аптских отложений нашего района пока является только предварительным: так Oppelia nisus, относимая к нижней части гаргазского подъяруса, найдена в Горешском и Харагоульском (Лаше) районах в нижних горизонтах апта, вместе с Colchiidites-ами.

Триалетский хребет

В Аджаро-Триалетской складчатой системе аптские отложения впервые были обнаружены М. Варенцовым (71) на северном склоне Триалетского хребта, в районе с. Гвелеби. Одновременно в ущелье р. Хведуретис-цхали, близ с. Земо-Хведурети, в нижней части вулканогенной толщи среднего мела, мною был замечен небольшой выход мергелей, в которых была обнаружена плохой сохранности фауна, остававшаяся до последних лет не обработанной. В настоящее время М. Эристави произвел предварительное определение некоторых видов, оказавшихся аптскими формами.

Детально отложения апта этой области никем еще не изучены, что объясняется отчасти незначительностью их развития и плохой обнаженностью района. Краткое описание, данное М. Варенцовым (66), полностью приводится ниже.

«Наиболее древним горизонтом нижнемеловых отложений Триалетских гор являются породы апта, обнаруженные нами лишь в одном месте, к югу от с. Карели, восточнее р. Хведурети, в районе Гвелеби в сводовой части большой Гори-Хведуретской антиклинали, где выходит на поверхность лишь самая верхняя часть этого яруса, представленная толщей известняков светлосерых и зеленовато-серых, глауконитовых, с прослоями глины желтовато-серой, песчанистой и песчаника зеленовато-серого, грубо- и мелкозернистого, кварцевого и глауконитового. В этой толще, мощность которой около 40 м, содержится фауна *Crioceras* cf. *gracilis* Sinz., *Exogyra* cf. *Latissima* Lem. (плохой сохранности).

Выше следуют мергелистые известняки с прослоями глин, с фауной *Sphaera* cf. *corrugata* Sow., *Panopaea mandibula* Sow., *Douvilleiceras* cf: *seminodosum* d'Orb., *Exogyra sp.* и другие формы (трудно определимые) М. 8—10 м.

Выше залегают альбские туфогенные песчаники и глины».

Мною, по правому берегу р. Хведурети, в ядре проходящей здесь антиклинальной складки, в виде небольшого окна в покрове аллювиальных

и делювиальных отложений обнаружены в запутанном залегании серовато-зеленоватого цвета мергели около 3 м мощности, с фауной. Выше, после небольшого перерыва, следуют туфогенные породы вулканогенной толщи среднего мела и чередующиеся с ними тонкослоистые, серые, довольно мощные пачки мергелей. Аптская, плохой сохранности, фауна обнаруженная в нижней, обособленной части мергелей, по определению М. Эристави, оказалась состоящей из: *Phylloceras* ex gr. *Tethys* d'Ord., *Phylloceras* ex gr. *infundibulum* d' Orb., *Lytoceras sp. ind.*, *Hamulina* cf. *subcilindrica* d'Orb., *Oppelia sp. ind.*

Как видно из вышеприведенных данных, фауна ущелья р. Хведурети отличается от фауны сел. Гвелеби. Оба района дополняют друг друга и твердо датируют аптский возраст отложений, максимальная мощность обнаженной части которых достигает 50 м.

Вообще говоря, аптские отложения Аджаро-Триалетской системы, представленные известняками и мергелями, похожи на апт южной периферии Дзирульского массива. Неясными и пока неразрешенными остаются вопросы: а) чем подстилаются аптские отложения; b) каковы их полная мощность и литологический состав; с) кончается ли апт означенной фацией, или же часть его (в данном случае верхняя) представлена вулканогенной фацией.

По поводу последнего вопроса следует заметить, что, по всей вероятности, небольшая часть, согласно залегающих на них туфогенных отложений относится к этому же ярусу, так как вышеприведенная фауна мергелей больше отвечает нижнему апту. В пользу этого положения говорит и тот факт, что в Молитском районе в верхнем апте мы имеем ясно выраженное проявление вулканической деятельности.

2. Средний мел

Среднемеловые образования пользуются повсеместным распространением в исследованной области. Они представлены отложениями весьма разнообразными в фациальном отношении, как карбонатными и терригенными, так и разного петрографического состава вулканогонными. При этом, ясно наблюдается быстрое замещение одной фации другой, что очень осложняет и, в некоторых случаях, делает даже невозможным расчленение их на отдельные стратиграфические единицы, в особенности это касается Аджаро-Триалетской складчатой системы. На нашей геологической карте они выделены в одну общую вулканогенную толщу среднего мела. В верхней части среднего мела, в некоторых районах, выделяются карбонатные отложения турона, которые мною объединяются уже с верхнемело-

выми карбонатными образованиями, так как отграничить турон от сенонских известняков не всегда удается.

Более ясная картина представляется на южной периферии Дзирульского массива, где средний мел можно расчленить на следующие самостоятельные стратиграфо-литологические горизонты: нижний альб в вулканогенной фации, верхний альб в фации глауконитовых песчаников, сеноман в карбонатной и в вулканогеноной фациях и, наконец, турон в карбонатной фации.

На Артвинско-Сомхитской глыбе альбские отложения отсутствуют и средний мел представлен смешанной (карбонатной и вулканогенной) фацией. Так как здесь карбонатная фация приурочена к нижним горизонтам мощной вулканогенной толщи, мы ее выделяем, вместе с чередующимися с ней вулканогенными породами, как сеноман, а остальную (большую) верхнюю вулканогенную часть, как турон и частично сенон.

По этим причинам нам придется немного отклониться от принятого нами порядка и дать по отдельным геотектоническим единицам описание среднемеловых отложений в целом.

Грузинская глыба (Дзирульский массив)

1) Альб

На южной периферии Дзирульского массива очень хорошо выделяются две фации альба: вулканогенная и терригенная (глауконитовые песчаники и глины). Первая, нижняя часть альба впервые была выделена мною и Г. Джигаури и позже описана мною и С. Чихелидзе (94) под названием нижней свиты «мтвари», а вторая, верхняя с давних пор называется глауконитовыми песчаниками; эти названия я считаю неудачными, но оставляю их, так как они укоренились в литературе.

а) Нижняя свита «мтавари»

При описании аптских отложений мы отмечали, что в Молитском районе в верхнем апте намечаются первые признаки подводной вулканической деятельности, которая активнее проявляется в нижнем альбе; как в этом районе, так и южнее, в Аджаро-Триалетской складчатой системе, она непрерывно продолжается до сеномана включительно.

Впервые вулканогенные породы нижнего альба были замечены в Горешском районе, где они согласно залегают на верхнеаптских отложениях и совершенно постепенно переходят в глауконитовые песчаники верхнего-альба. Отсюда (95) они были прослежены в обоих крыльях Гореша-Харагоульской синклинали, а затем в Марелисском, Молитском и Ципском райо-

нах долины р. Чхеримела. Близ ст. Ципа нижняя свита «мтавари» выклинивается и в Сурамском районе появляется лишь спорадически.

Литологически вулканогенная свита альба представлена слоистыми глауконитовыми туфопесчаниками, туфобрекчиями и туфопесчанистыми глинами темносерого и темного коричневато-зеленого цветов. Очень часты включения темнозеленого глауконита. В Горешском и Хоритском районах наблюдаются небольшие покровы порфирита и крупные в несколько кубических метров в объеме, порфиритовые глыбы. Детальное петрографическое описание альбской вулканогенной толщи произведено Г. Дзоценидзе (145); ее краткая петрографическая характеристика дается ниже в главе «Вулканизм».

Внутриформационные порфиритовые покровы, как и, повидимому, один из центров излияния, имеются в районе Лаше, недалеко от Красного тоннеля, по левой стороне р. Чхеримела, где наблюдается прорыв аптских отложений порфиритами, залегающими в виде невысокого конуса.

В северо-восточной части Гореша-Харагоульской синклинали максимальная мощность вулканогенной свиты не превышает 20 м. В направлении с северо-востока на юго-запад мощность ее постепенно увеличивается, достигая у сел. Гореша и в ущельи р. Квадаура 40 м; дальше, на запад, в районе Лаше-Харагоули мощность свиты колеблется в пределах 50—70 м; в ущельи р. Джонджоура она равна 60 м, а западнее — уже в ущельи р. Ваханис-цхали — 40 м.

Иная картина наблюдается в районе Молити. Здесь, как уже было отмечено выше, вулканогенная свита нижнего альба неотделима от глауконитовых песчаников. В нижней части этих отложений преобладают туфобрекчии, а в верхней — туфопесчаники и глауконитовые песчаники, переполненные фауной (ст. Молити). Выше они совершенно постепенно переходят в пятнистые и полосчатые (96) толстослоистые туфопесчаники сеномана а эти последние—в грубослоистые и массивные туфобрекчии верхней свиты «мтавари», также сеноманского возраста.

В Ципском районе нижняя свита «мтавари» полностью выклинивается и в Сурамском районе весь альб представлен глауконитовыми песчаниками, глинами и глинистыми мергелями, в которых однако наблюдается примесь вулканогенного материала.

Выше уже отмечалось, что нижняя свита «мтавари» альба совершенно постепенно сменяет аптские отложения и между ними, во многих местах, выделяется переходный горизонт серых и темносерых глауконитовых песчаников и мергелистых глин. Этот горизонт согласно данным М. Эристави (397) относится к самому верхнему горизонту апта, — клансею. Низы залегающих непосредственно над ним вулканогенных пород нижней свиты „мтавари" относятся уже к нижней—с *Leymeriella tardeturcata* Leym.— зоне альба.

Признаки размыва аптских отложений свитой «мтавари» нами были замечены только в двух местах: у с. Гореша и в районе с. Лаше. В обоих случаях на небольшом отрезке наблюдается налегание туфобрекчий на разные горизонты верхней части апта, но без какого либо углового несогласия. Это явление, по моему мнению, вызвано подводной эрозией. Некоторые исследователи (144, 257) утверждали, что нижняя свита «мтавари» является продуктом размыва порфиритовой серии юры. Однако, это мнение, еще в 1930 г. было нами (94, 95) опровергнуто и доказано подводное вулканогенное происхождение этой свиты. Г. Дзоценидзе, вначале отрицавший подводное вулканогенное происхождение свиты, впоследствии, после детальной обработки материалов (145), также пришел к этому выводу. Таким образом, полностью подтвердилась точка зрения А. Джанелидзе, высказанная еще в 1926—30 г. г. относительно вулканогенной свита «мтавари» Кутаисского района.

Нижняя свита «мтавари» везде переполнена ископаемой фауной; особенно богата она аммонитами. Очень много также *Belemnites*, *Aucellina* и др. молюсков, общий список которых приводится ниже.

b) *Глауконитовые песчаники*

Выше уже не раз указывалось, что на южной периферии Дзирульского массива над вулканогенной свитой нижнего альба развита маломощная толща, так называемых, глауконитовых песчаников, литологический состав которых хорошо известен. Для полноты картины необходимо дать их краткую характеристику.

На южной периферии Дзирульского массива глауконитовые песчаники всюду довольно хорошо представлены. Выходы свиты окаймляют с трех сторон Гореша-Харагоульскую синклиналь; затем, после небольшого перерыва, свита появляется в ущельи р. Джонджоура, откуда уже непрерывной полосой, но в сложных тектонических условиях, переходит в ущелья рек Легванис-цхали, Бжолис-цхали и Ваханис-цхали (левые притоки р. Чхеримела), а еще восточнее — в Молитский, Ципский и Сурамский районы, и заканчивается в окрестностях с. Али. В Горешском районе она представлена в свойственных ей фациях: чередование крупнозернистых туфогенных и глауконитовых песчаников и глин в нижней части, крупно- и мелкозернистых глауконитовых песчаников и глин в средней части и крупнозернистых кварцевых и глауконитовых песчаников и песчанистых глин в верхней части. Общая мощность всей свиты достигает 80—90 м. В ущельи р. Квадаура ясно видно несогласное перекрывание ее конгломератами и кварцевыми песчаниками и кварцево-глауконитовыми известняками сеномана.

В юго-западном направлении, в сторону района с. Лаше, наблюдается постепенное уменьшение мощности свиты и обогащение ее вулканогенным

материалом. В ущельи р. Чхеримела, ниже карнизов Хандевских известняков, вследствие плохой обнаженности, выяснение точной мощности и литологического характера глауконитовых песчаников затрудняется. Но недалеко от этого разреза, в ущельи р. Карнеба, легко прослеживается весь разрез альба. Здесь мощность не превышает 70 м, а общий литологический характер соответствует Горешскому.

В самых верхних горизонтах глауконитовых песчаников наблюдается особо четко выраженная косая слоистость. В них много раздавленных аммонитов *Inflaticeras inflatum* Sow. Косая слоистость наблюдается и в Горешском районе, но указанная фауна там отсутствует.

В ущельи р. Джонджоура свита глауконитовых песчаников трансгрессивно, с большим угловым несогласием, перекрыта среднемиоценовыми отложениями, но в с. Сагандзиле под сеноманскими кварцево-глауконитовыми известняками выходят верхние горизонты глауконитовых песчаников слегка туфогенного характера, в которых также найден *Inflaticeras inflatum*. Нижние горизонты свиты здесь не обнажены, но, если дополнить этот разрез Джонджоурским, общая мощность глауконитовых песчаников не превысит 60 м. Заметим, что по ущелью р. Джонджоура обнаженная часть глауконитовых песчаников богата туфогенным материалом.

В ущельи р. Чхеримела, в районе Марелисской фабрики, альбские отложения, выходящие вдоль полотна железной дороги, где они вместе с нижнемеловыми и юрскими отложениями поставлены на-голову, представлены в иных фациях. Ясно наблюдается чередование тонкослоистых глауконитовых песчаников и песчанистых глин с тонкослоистыми мергелистыми глинами и мергелями, в которых мною были найдены остатки растений, оказавшиеся, по определению И. Палибина *Zanites buchianus* (Ett) и *Nilssonia Schaumburgensis* (Dund.).

Выше, по левой стороне р. Чхеримела, после некоторого перерыва в обнажении, мергелистые отложения получают преобладание над терригенными и в верхних горизонтах свита полностью представлена уже темносерыми слоистыми мергелистыми известняками, совершенно постепенно переходящими в сеноманские известняки. Мощность свиты превышает 100 м.

В ущельях рек Легванис-цхали и, в особенности, Бжолис-хеви, свита глауконитовых песчаников опять обогащается вулканогенным материалом и в верхней части впервые появляются пятнистые туфопесчаники, а над ними полосчатые тонкослоистые туфопесчаники сеномана.

В ущельи Ваханис-цхали свита глауконитовых песчаников обнажена не полностью; хорошие разрезы имеются уже в Молитском районе, где резкой границы между нижней свитой «мтавари» и свитой глауконитовых песчаников не наблюдается, но на правом берегу р. Чхеримела, в районе с. Неводзири, свита глауконитовых песчаников представлена опять, более

или менее, в свойственной ей фации. Здесь нижние горизонты богаты ауцеллинами. Выше по ущелью р. Чхеримела глауконитовые песчаники постепенно заменяются косослоистыми туфопесчаниками зеленовато-фиолетового цвета, а эти последние коричневато-фиолетовыми тонкослоистыми пятнистыми туфопесчаниками сеномана. Эту картину можно проследить до сел. Ципа включительно. Далее на восток обнажения прерываются и свита глауконитовых песчаников появляется на Сурамском хребте, откуда, в виде непрерывной полосы, тянется еще дальше, в северо-восточном направлении до с. Али.

Заканчивая общую характеристику свиты глауконитовых песчаников, необходимо сказать несколько слов относительно альба юго-восточного крыла Гореша-Харагоульской синклинали. Здесь свита глауконитовых песчаников, как и другие свиты мела, выходит в очень сложных тектонических условиях: слои сильно дислоцированы и первоначальная мощность их значительно искажена, но общий литологический характер, все же, может быть выявлен. Во многих пунктах этой полосы, свита представлена темными глауконитовыми песчанистыми глинами, мергелистыми глинами и глинами и, что самое главное, присутствие туфогенного материала наблюдается только в нижних горизонтах свиты, т. е. здесь преобладают терригенные фации.

Из вышеприведенного описания видно, что альбские отложения, в отличие от нижне- и верхнемеловых, представлены смешанными вулканогенными, терригенными и, частично, карбонатными фациями. В нижней части вулканогенные фации преобладают по всей южной периферии Дзирульского массива, за исключением Сурамского района; в средней и верхней частях в более северных районах массива преобладают терригенные фации, а в южных районах — терригенно-вулканогенная фация, очень редко, карбонатная. Однако, везде где альбские отложения представлены терригенными фациями, имеется примесь вулканогенного материала. Это явление свойственно альбу, не только южной периферии Дзирульского массива, но и всей Грузинской глыбы. Терригенный материал представляет собой, в основном, продукт размыва вулканогенных пород среднего же мела.

Все вышеизложенное приводит нас к выводу, что в альбе произошли значительные изменения в распределении моря и суши и, одновременно имела место активизация подводной вулканической деятельности. По моему мнению, эти крупного масштаба палеогеографические изменения связаны с образованием Аджаро-Триалетской геосинклинали. Одновременно с прогибанием геосинклинали началась активизация подводного вулканизма, отголосками которого и являются вулканогенные образования альба на южной периферии Грузинской глыбы. Это явление продолжалось и после, в сеномане и, частично, в туроне.

Выше, не раз отмечалось, что альбские отложения южной периферии Дзирульского массива богаты ископаемой фауной. Собранная мною во многих местах фауна, обработана, не полностью, И. Рухадзе (308) и М. Эристави (308). Общий список всей фауны как нижней свиты «мтавари»», так и свиты глауконитовых песчаников, представляется в следующем виде:

Terebratula biplicata (Brocchi) Sow., cf. *subrotunda* Sow., *Dzirulina Dzirulensis* Anth., *Nautilus clementinus* d'Ord., *Phylloceras sp.* ind., *Yelledae* Mich., *Lytoceras sp. ind.*, *Latidorsella latidorsata* Mich., *Beudanticeras Beudanti* Bron., *Puzosia mayoriana* d'Otb., *P. planulata* Sow., *P sp., ind. Uhligella Walderanti* Jacob, *Kossmatella* cf. *renculerensis* Jacob., *Cleoniceras cleoni* d'Orb., *Leymeriella tardefurcata* Leym., *Douvilleiceras mammilatum* Schloth. *Douvilleiceras Sp. ind.*, *Acanthoplites* cf. *subpeltoceroides* Sinz., *Hoplites tardefurcatus* Leym., *Hop. Michelini* d'Orb., *Schloenbachia varicosa* Sow., *Inflaticeras* cf. *inflatum* Sow., *Aucellina caucasica* Buch., *Aucellina sp. ind.*, *Inoceramus concentricus* Park., *Actinoceramus subsulcatus* Wiltrh., *Ac. sulcatus* Park.

Много необработанных Belemnites, Castropoda.

Эта фауна твердо датирует альбский возраст содержащих ее отложений. Устанавливается нижняя (Acanthoplites Bigoureti Seun., Ac. Nolani Seun., Douvilleiceras nodosocostatum d'Ord.) и верхняя (Inflaticeras inflatum, Sthiczkaia dispar d'Ord.) зоны и ввиду того, что в отложениях нет перерыва, наличие седних зон альба не должно вызывать сомнения. Верхняя зона Inflaticeras inflatum Sow., возможно, не везде сохранилась из-за трангрессивного залегания сеномана. В частности, в Горешском районе и в северо-восточном крыле Гореша-Харагоульской синклинали, она по всей вероятности, отсутствует.

2) Сеноман

Сеноманские отложения на южной периферии Дзирульского массива представлены также в двух резко отличающихся друг от друга фациях: в карбонатной — кварцево-глауконитовые известняки—и в вулканогенной — *верхняя свита «мтвари».*

а) Кварцево-глауконитовые известняки

Кварцево-глауконитовые известняки хорошо развиты в обоих крыльях Гореша-Харагоульской синклинали, но наиболее полные разрезы их наблюдаются вдоль северо-западного крыла этой синклинали, где известняки обнажены в виде непрерывного карниза, начиная от ущелья р. Чхеримела (Хандеви) на юго-западе и кончая с. Амашукети на северо-востоке. Известняки всюду залегают непосредственно на глауконитовых песчаниках верхнего альба. В нижних горизонтах, почти повсеместно, выделяются косо-

и диагонально-слоистые богатые кварцем и глауконитом крупнозернистые известняки. В районе с. Гореша, в ущельи р. Квадаура близ оси синклинали, в основании кварцево-глауконитовых известняков залегает пласт конгломерата мощностью в 2 м, сцементированного глауконито-кварцево-глинистым цементом. Галька конгломерата хорошо окатана и представлена гранитами, кварц-порфирами, порфиритами, туфопесчаниками и кварцем. Максимальный диаметр гальки достигает 10—12 см. Встречаются и неокатанные обломки темных пород.

Выше конгломератового пласта идут криноидные, богатые кварцем и глауконитом, косо- и диагонально-слоистые известняки, которые еще выше совершенно постепенно переходят в более массивные и грубослоистые крупнозернистые кварцевые известняки.

Альбские отложения падают на ЮЗ 190 °$<$10°, тогда как слои сеномана залегают горизонтально, с явным угловым несогласием.

Недалеко от описанного пункта уже непосредственно над сел. Гореша, близ дома Серго Орджоникидзе, нижние горизонты свиты целиком сложены беловато-желтого цвета кварцевыми песками мощностью около 5 м. Непосредственного соприкосновения с альбскими отложениями не видно из-за мощного делювиального покрова, состоящего из кварцевых песков и больших глыб известняков, но наличие такого мощного горизонта кварцевых песков явно указывает на трансгрессивное залегание сеномана.

Аналогичная картина наблюдается и на левом берегу р. Квадаура в сторону с. Саргвеши и дальше по всему северо-западному крылу названной синклинали, но в направлении с северо-востока на юго-запад кварцевые пески постепенно сменяются кварцево-глауконитовыми известняками и уже в районе Хандеви (ущелье р. Чхеримела), где кварцево-глауконитовые известняки добываются в качестве строительного камня, наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Зеленовато-серые крупнозернистые известковистые песчаники. Мощность 2—5
2. Мутновато-красные зернистые, диагонально-слоистые кварцевые известняки. Мощность . . . . . 5 м
3. Беловато-желтые грубо- и косослоистые кварцево-глауконитовые известняки. Мощность . . . . . 65 м
4. Беловато-желтые, слоистые известняки и мергелистые известняки. Мощность . . . . . 30 м

В верхней части мергелистых известняков был найден аммонит, который по определению А. Джанелидзе является переходной формой от сеноманской *Acanthoceras rotomagense* к туронской *Acanthoceras deverianum* d'Orb.

Общая мощность сеномана в этом разрезе достигает 115 м, но в северо-восточном направлении она постепенно убывает и уже в Амашукетском районе доходит до 50—60 м.

Иная картина наблюдается в осложненном тектоникой юго-восточном крыле синклинали. Здесь хорошие и полные разрезы сеномана отсутствуют, но в некоторых пунктах все же может быть установлена общая мощность его, не превышающая 45—50 м. В нижних горизонтах наблюдается обилие кварца и местами угловое несогласие сеномана с альбскими глинистыми песчаниками. Последнее явление, возможно вызвано тектоническими нарушениями,—скольжением грубослоистых и массивных известняков сеномана по мягким глинистым породам альба.

Из Гореша-Харагоульской синклинали сеноманские кварцево-глауконитовые известняки, после небольшого перерыва, переходят в ущелья рек Джонджоура, Легванис-цхали и Бжолис-хеви, мало изменяясь литологически. Здесь они представлены крупнозернистыми кварцево-глауконитовыми известняками, в нижних горизонтах которых, богатых кварцем, наблюдается косая и диагональная слоистость. В верхней части известняки становятся более правильно слоистыми и постепенно переходят в тонкослоистые мергелистые известняки и мергели, а эти последние—в беловато-зеленые и красные нижнетуронские мергели. Общая мощность всей свиты равна 100—120 м.

В Молитском районе взамен кварцево-глауконитовых известняков развиты мощные вулканогенные породы. Замещение карбонатной фации вулканогенной начинается уже в ущельи Бжолис-хеви, где над альбскими глауконитовыми песчаниками и под кварцевоглауконитовыми известняками впервые появляются пятнистые туфы и тонко- и косослоистые фиолетово-коричневые полосчатые туфопесчаники. Вначале я эту часть вулканогенных пород относил к альбу, но после того, как они были прослежены в сторону района Молити, выяснилось, что вулканогенная фация постепенно замещает карбонатную и в указанном районе полностью ее вытесняет. Далее, в Ципском районе, туфогенные породы опять уступают место кварцево-глауконитовым известнякам. Эту смену фаций можно видеть близ ст. Ципа по левобережью р. Чхеримела. В самом с. Ципа и в районе Сурамского тоннеля сеноман полностью представлен кварцево-глауконитовыми известняками; в нижнем горизонте наблюдаются прослои конгломератов.

Из Ципского района сеноман непосредственно переходит в Сурамский, где он также представлен кварцево-глауконитовыми известняками около 100 м мощности, в нижних и средних горизонтах которых очень часты прослойки конгломератов. Здесь также хорошо наблюдается косая и диагональная слоистость пород и постепенный переход в туронские мергели.

Весь комплекс сеноманских отложений богат иглами морских ежей и члениками морских лилий; встречается очень много аммонитов, обычно плохой сохранности, но в Ципском районе найдены и сравнительно хорошо сох-

ранившиеся аммониты. Общий список их приводится ниже, после описания всего сеномана.

b) *Вулканогенная толща — верхняя свита «мтавари»*

Сеноман в вулканогенной фации развит преимущественно в Гурийско-Кавтисхевской подзоне Аджаро-Триалетской системы и не является характерным для Грузинской глыбы. Появление мощной вулканогенной толщи на южной периферии Дзирульского массива в Молитском районе тесно связано с вулканической активностью Аджаро-Триалетского бассейна. Эта толща совместно с альбскими и другими верхнемеловыми отложениями является образованием, связывающим Грузинскую глыбу с Аджаро-Триалетской складчатой системой, и Молитский район, будучи переходным, дает нам возможность наблюдать смену фаций Грузинской глыбы геосинклинальными фациями Аджаро-Триалетского хребта.

Первые признаки замещения карбонатной фации Грузинской глыбы вулканогенной, замеченные в ущелье р. Бжолис-хеви, в направлении станции Молити постепенно усиливаются и в районе последней сеноман целиком представлен вулканогенной фацией, выходы которой продолжаются до станции Ципа. Первые исследователи (24, 318, 319, 321) принимали их за интрузивные тела. Ниже приводим описание детального разреза вулканогенной толщи Молитского района, составленного мною совместно с Г. Дзоценидзе.

1. Пятнистые мергелистые туфопесчаники альба. . . . . .
2. Полосчатые тонкослоистые туфопесчаники зеленовато-серого цвета с красновато-фиолетовыми участками. Мощность . . . . . 60—80 м. В них найдена фауна иноцерамов и аммонитов (список дается ниже)
3. *Розоватые туфобрекчии с обломками порфиритов. Мощность* . . . . . 3 м
4. Мелкозернистые туфогенные песчаники . . . . . 5 м
5. Туфобрекчии с включениями роговообманкового порфирита. Мощность 9 м
6. Пятнистые туфы со сферической отдельностью, выветрившиеся. При выветривании обнаруживают типично-брекчиевидную текстуру. Падение ЮВ 155° <35°. Мощность . . . . . 150 м
7. Выше, уже по ущелью р. Зварула, развита мощная толща лавовых туфобрекчий и лав роговообманкового порфирита и реже, туфопесчаников, *общей мощностью около* . . . . . *400 м*
8. Зеленоватый глауконитовый известняк около . . . . . 20 м

Общая мощность равна 630—650 м.

В сторону ст. Ципа в верхней части толщи выделяется мощный внутриформационный порфиритовый покров, а вдоль жел. дорожного полотна, выше моста, наблюдаются дайки этих же порфиритов. Общая петрографическая характеристика толщи дается в главе «Вулканизм».

Нижеприводимая фауна собрана, большею частью, из нижних горизонтов описываемых отложений. Иноцерамы вначале изученные А. Джанелидзе, а затем А. Цагарели (371) собраны из слоистых и полосчатых туфопесчаников в Молитском районе. Остальная фауна найдена в Ципском районе, в нижних горизонтах кварцево-глауконитовых известняков.

Inoceramus Crippsii Mant., *In. Etheridgei* Woods., *In. tenuis* Mant., *Neohibolites* cf. *ultimus* d'Orb., *Tetragonites Timotheanus* Mauor., *Phyleoceras Whiteavensi* Kossm., *Ph. Tanit* Perv., *Gauuryceras Vatonnei* Cog., *Puzosia* sp. ind., *P.* aff. *djumensus* Stm., *Latidorsella latidarsata* Mich., *Acanthoceras Mantelli* Sow., *Globator* cf. *tumidus* Cauth.

Фауна и стратиграфическое положение обеих фаций точно датирует эту свиту сеноманом.

Артвинско-Сомхитская глыба

Сеноман

Локский массив

Сеноманские отложения Локского массива, описанные впервые еще Г. Абихом (6, 14), в настоящее время хорошо нам известны благодаря работам ряда геологов (93, 297, 298, 392). Петрографическое исследование этих отложений произведено Г. Дзоценидзе (145). На основании этих данных даем краткую их характеристику.

На северной и восточной периферии Локского массива, непосредственно над юрскими отложениями, развита очень мощная и сложная по составу кварц-порфировая вулканогенная толща, в нижней части которой выделяется особая свита, сложенная вулканогенными породами и чередующимися с ними рудистовыми известняками, мергелями и песчаниками, относящаяся к сеноману. По литологическому составу эта свита подразделяется (93) на две свиты, нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита представлена весьма сложным комплексом отложений: туфобрекчиями, мергелями и мраморовидными известняками, в свою очередь развитыми в различных фациях.

Вулканогенные образования этой подсвиты состоят из темнозеленоватых или черноватых туфобрекчий и туфопесчаников, и из коричневатых тонкослоистых туфопесчаников и туфопесчанистых глин. Встречаются также внутриформационные кварцпорфировые и порфиритовые покровы.

Мергели не везде одинаковы; в некоторых местах они зеленовато-голубоватого цвета, плотные и тонкослоистые, местами в них вклиниваются кварцевые тонкослоистые туфопесчаники и линзы известняков.

Мраморовидные известняки темносерого цвета, местами бледно-серого и беловато-желтого цвета (с поверхности). Иногда они имеют мергелистый характер и очень часто включают пачки слоистых туфопесчаников.

Все эти породы замещают друг друга, как по простиранию, так и по падению. Известняки, как правило, представлены линзами мощностью в несколько десятков метров, быстро выклинивающимися по простиранию. В некоторых случаях длина их измеряется сотнями метров, а местами достигает 2—3 км (Садахлинское м-ние мрамора).

Верхняя подсвита представлена мергелями и песчаниками, которые по простиранию также замещают друг друга. Среди них очень часты линзы известняков.

Отложения нижней подсвиты сеномана имеют своеобразное распространение. В районе Садахло, Опрети и Ходжорни имеется полный разрез всей свиты. На западе, в верховьях правых притоков р. Ахкерпи, отдельные части этого сложного комплекса последовательно выклиниваются; западнее, по падению, остаются лишь верхние горизонты толщи, представленные известняками. К западу от р. Кара-су, в Портпорти, по обеим сторонам реки Перпенджан-чай, в ущелье р. Лок-чай (Ортапочта) и к западу от реки Амамло известняки выходят в виде изолированных линз.

Верхняя подсвита, более выдержана во всем районе, за исключением его восточной части (район Садахло), где она совершенно выклинивается.

Для полноты общей картины приводим описание некоторых характерных разрезов.

В западной части района, в ущельи р. Лок-чай, на северной периферии Локского кристаллического массива на сульфидизированные породы байоса несогласно налегают:

1. Конгломераты и песчаники. Мощность около . . . . . 15 м
2. *Брекчиевидные известняки, богатые гастроподами, падающие на* СВ 5° <55°. Мощность . . . . . 1,5 м
3. Рудистовые (Eoradiolites) известняки. Мощность . . . . . 20 м
4. Мергели и песчаники. Мощность . . . . . 60—70 м
5. Вулканогенная толща турона.

В самом ущелье р. Лок-чай обнажаются сульфидизированные кварц-порфиры байоса, над которыми несогласно залегают:

1. Богатые кварцем известняки. Мощность . . . . . 1 м
2. Рудистовые известняки с падением на СВ 15° <55°. Мощность . . . 14 м
3. Мергели с Auceliina -нами. Мощность . . . . . 50 м
4. Песчаники. Мощность . . . . . 15—20 м
5. Вулканогенная толща турона.

В районе Портпорта (к востоку от Чатахи) на вулканогенной толще байоса несогласно залегают:

1. Конгломераты и кварцевые песчаники. Мощность . . . . . 12 м
2. Богатые кварцем известняки. Мощность . . . . . 1 м
3. Известняки. Мощность . . . . . 6 м
4. Остреевые известняки, разорванные плоскостью надвига небольшой амплитуды. Мощность . . . . . 1 м
5. Верхние известняки с падением на СЗ 335° <55°. Мощность . . . . 8 м
6. Песчанистые известняки. Мощность . . . . . 5 м

7. Мергели и песчаники. Мощность . . . . . 60—70 м
8. Вулканогенная толща турона.

Восточнее, в верхней части р. Дарбавула на глинисто-песчанистых сланцах лейаса, с большим угловым несогласием залегают:

1. Кварциты с падением на СВ 20° <80°. Мощность . . . . . 10 м
2. Нижние известняки. Мощность . . . . . 12 м
3. Остреевые известняки. Мощность . . . . . 3 м
4. Верхние известняки. Мощность . . . . . 8—9 м
5. Мергели и песчаники, Мощность . . . . . 50—60 м
6. Вулканогенная толща турона.

Вышеприведенные разрезы наглядно показывают несогласное залегание сеномана на юрских отложениях и согласный переход его в туронскую вулканогенную толщу. Такую же картину наблюдаем и в восточной части района (Садахло, Ходжорни). И здесь нижняя подсвита сеномана с большим угловым несогласием перекрывает байосские вулканогенные породы. В ряде пунктов в нижних горизонтах имеются базальные конгломераты.

В северо-западной части Локского массива, в ущелье р. Пиназаури, наблюдается другая картина. Сеноман здесь представлен только мергелями, мергелистыми песчаниками и песчаниками. Очень редко попадаются мергелистые известняки, переполненные в некоторых пунктах неопределимыми гастроподами. Вся эта толща с большим угловым несогласием перекрывает то лейасские отложения (по правой стороне реки) то породы метаморфизованной толщи нижнего кембрия, а выше совершенно постепенно переходит в мощную вулканогенную толщу турона. Мощность сеномана колеблется здесь в пределах — 50—80 м.

Сеноманские отложения Локского массива, в особенности нижняя подсвита, богаты окаменелостями. Часть собранной фауны обработана в Тбилиси А. Цагарели, часть в Ленинграде (пелециподы В. Ренгартеном, гастроподы В. Пчелинцевым и морские ежи Е. Вебером). Ниже перечень фауны дается согласно ее стратиграфическому положению.

В районе с. Ходжорни, в нижних горизонтах туфобрекчии найдены: *Trigonia quadrata* Agass., *Trigonia passiana* d'Orb., *Neithea quadricostata* Sow., *Neithea quinquecostata* Lam., *Ituvia subcyclodes* Pčel., *Gyroides subtenelus* Pčel., *Plestoptygmatis karabachensis* Pčel., *Turrilites costatus* Lam., var. *tritu-berculatus* Tsag.

Стратиграфически выше в туфобрекчиях были найдены *Schloenbachia sp. ind. aff. bravoensis* Böse и *Puzosia sp. ind.*; еще выше, на перевале Опрети-Садахло, в конгломерато-брекчиевидных песчаниках: *Tetragramma martinensis* Catt., *Trigonia quadrata* Agass., *Trigonia sp.* и *Pseudomelania bimbrita* Pčeli

В мраморовидных известняках в районе Садахло и на северной периферии Локского массива найдено много *Eoradiolites* (162).

Вышележащая песчано-мергелистая свита бедна фауной. В ней собраны брахиоподы и пелециподы, в том числе Ostrea a из брахиопод (266), оказались: *Terebratula biplicata* (Brocchi) Som. и *Ter. depressa* Lam.

На основании этой фауны, вся толща относится к сеноману. Однако, вопрос о верхней ее границе все же остается открытым, так как не уточнен еще возраст нижней части вышележащей мощной вулканогенной толщи верхнего мела.

Храмский массив

В нижней части мощной толщи вулканогенных образований среднего мела, на периферии Храмского массива, выделяется особая свита сеномана, представленная чередованием вулканогенных пород с нормальными песчанистыми известняками, мергелями и мраморовидными известняками.

Впервые сеноманские отложения здесь были выделены В. Эдилашвили (392). Они трансгрессивно налегают на кристаллические породы Храмского массива и на лейасские отложения и там, где первые не прорваны молодыми гранитоидными интрузиями, начинаются базальными конгломератами, что особенно хорошо выражено у с. Ахкалафа. Карбонатные фации сеномана пользуются преобладающим развитием на восточной периферии Храмского массива, где представлены мелкозернистыми, зеленоватыми песчаниками и мергелями и серыми песчанистыми и мраморовидными известняками.

На южной периферии массива сеноман, вследствие того, что он сечется неоинтрузиями, представлен не полно.

Ниже дается описание детального разреза, наблюдаемого между с. Дманиси (район Тетри-цкаро) и началом Питаретского ущелья (392), где на лейасских глинистых сланцах с угловым несогласием залегают:

1. Кварцевые песчаники и конгломераты, в верхней части которых встречаются песчанистые известняки с Exogyra columba Lam.	6 м
2. Толстослоистые туфы с линзами мергелей и известняков	130 м
3. Чередование толстослоистых туфов, туфопесчаников и мергелей, в которых в с. Менкалиси найдена *Exogyra columba* Lam.	
4. Красноватые и серовато мергели	5 м
5. Тонкослоистые кварц-порфировые туфы	15 м
6. Тонкозернистые светлосерые или желтоватые туфы	14 м
7. Толстослоистые мергели	7 м
8. Зеленоватые туфобрекчии, туфопесчаники и мергели	12 м
9. Светлосерые, массивные кварцевые порфириты и их брекчии	7 м
10. Толстослоистые серые криптокристаллические мергели (толщина слоя 0,2 м)	1 м
11. Толстослоистые (0,2 м) светлосерые туфы	3,5 м
12. Толстослоистые серые криптокристаллические мергели	3 м
13. Светлозеленые, серые слоистые туфы	60 м

14. Сероватые, тонкослоистые криптокристаллические мергели . . . . . 4 м
15. Светлосерые, толстослоистые (0,2 м) туфы . . . . . 2 м
16. Зеленоватые толстослоистые (0,3 м) песчаники . . . . . 2 м
17. Зеленые, тонкозернистые, полосчатые песчаники . . . . . 20 м
18. Кварцевые порфиры и порфириты, их брекчии, туфоконгломераты и др.

Общая мощность вулканогенных и карбонатных пород превышает 450 м.

На северной периферии Храмского массива (северный склоны горы Гелидаг) сеноманская свита представлена аркозовыми песчаниками, песчанистыми известняками и туфогенными породами. Песчаники и известняки богаты *Exogyra*-ми, в меньшем количестве встречаются другие пелециподы и гастроподы. Из собранной фауны В. Ренгартеном определены следующие виды: *Exogyra columba* Lam., *Trigonoarca pussiana* d'Orb., *Protocardia billimna* Sow., *Inoceramus Crippsi* Mant., *Pholadomya marrotiana* d'Otb., *Tellina Stoliczkce* Zitt. var., *Astarte sp.*, *Cyprina sp. ind.*

Из этих же отложений А. Цагарели определен *Inoceramus pictus* Som., а из самых верхних горизонтов *Inoceramus Labiatus* Schloth. уже нижнетуронского возраста.

В разных районах и на разных стратиграфических горизонтах свиты найдены и определены В. Ренгартеном и В. Пчелинцевым и другие виды: *Neithea* laevis Drouet., *Rotocarelia sp. ind.*, *Itruvia subcoloide* Pčel и *Itruvia gigantica* Pčel.

Вышеприведенная фауна дает полное основание отнести описанную толщу вулканогенных и карбонатных отложений в основном к сеноману. Только самая верхняя часть её с *Inoceramus Labiatus* Schloth., относится уже к *нижнему турону.*

Петрографически эта свита не изучена, но макроскопически заметен кислый характер подводных эффузивов и большое сходство с вулканогенной толщей сеномана Локского массива.

Аджаро-Триалетская складчатая система

Альб—нижний турон

Вулканогенная толща.

Впервые вулканогенная толща мела была выявлена мною в 1923 году на Триалетском хребте в ущелье р. Имерхеви (левый приток р. Дзама) (100) и, независимо от меня, М. Варенцовым (63) в районе селений Гвелеби и Хведурети. Раньше всеми исследователями эта вулканогенная толща относилась к палеогену (2, 216, 217, 218, 314), на основании чего строилась неправдоподобная тектоника района.

В настоящее время эти образования известны, как в центральной части Аджаро-Триалетского хребта, так и на его периферии, залегая везде

под верхнемеловыми (турон-сенонскими) известняками. Подошва этих отложений обнаружена только на северной периферии Триалетского хребта.

Выходы вулканогенных образований среднего мела в описываемом районе всегда приурочены к крупным антиклинальным складкам. На северной периферии Аджаро-Триалетского хребта (в направлении с востока на запад) они обнажаются: в Дзегви, Кавтисхеви и Цителкалаки; по ущелью р. Тедзами в центральной части Триалетского хребта; в Гори-Хведуретском районе по р. Имерхеви и, наконец, после большого перерыва они обнаружены к югу от Самтредиа, по левой стороне р. Риони, в районе с. с. Гоми-Дапнара.

В центральной части Триалетского хребта они выступают на хребте Сацхениси, в ущелье р. Тедзами, в районе с. Ркона и западнее, на северном склоне Арджеванского хребта, где надвинуты на эоценовые вулканогенные образования.

На южной периферии Аджаро-Триалетского хребта вулканогенные отложения среднего мела обнаружены в с. Гумбати и на г. Чобарети, где выходят в сводовой части, опрокинутой на юг антиклинали.

В Аджарии меловые образования еще не вскрыты современной эрозией.

В районе с. Дзегви — в ущелье р. Дарбазула выходы верхнемеловых известняков известны с давних пор (15, 314, 359), вопрос же о присутствии вулканогенных пород пока еще является спорным. По моему мнению, имеющиеся обнажения не оставляют места сомнению в наличии здесь вулканогенных пород мела. Нетрудно заметить, что под беловато-зеленовато-красноватыми тонкослоистыми, слегка окремненными мергелями верхнего мела совершенно согласно залегают зеленоватого цвета тонкослоистые и плотные туфопесчаники и аргиллиты 15—20 м мощности. В нижних горизонтах этих мергелей имеются прослойки плотных очень тонкослоистых зеленоватого и красноватого цвета туфопесчаников совершенно не реагирующих на соляную кислоту. Подобная же картина наблюдается и в других районах. Плохая обнаженность и сложная тектоника затрудняют наблюдения по простиранию. Большинство геологов относят эти туфопесчаники к эоцену и имеющийся здесь надвиг проводят непосредственно под карбонатными отложениями, что не согласуется с наблюдавшимися мною фактами.

В районе с. Кавтисхеви и Сахсори, так-же в сложных условиях, вулканогенные породы среднего мела выходят под верхнемеловыми известняками. Здесь средний мел представлен зеленого цвета туфобрекчиями и туфопесчаниками, совершенно согласно переходящими выше в верхнемеловые слоистые мергели, в нижних горизонтах которых имеются прослойки зеленых туфопесчаников. Выяснение точного положения вулканогенных пород затрудняется наличием делювиального покрова.

Обнажения около с. Кавтисхеви тоже показывают, что под зеленоватыми мергелями верхнего мела совершенно согласно выходят зеленоватые туфопесчаники и туфобрекчии вулканогенной толщи с прослойками тоже зеленых тонкослоистых мергелей общей мощностью около 30 м.

Западнее, в районе Цителкалаки, в ущелье р. Тедзами, вулканогенная толща достигает максимума своего развития, обнажаясь в сводовой части проходящей здесь крупной, опрокинутой на север, антиклинали. Из Цителкалакского района она прослеживается вдоль всего Тедзамского ущелья до с. Ркона. В северном крыле антиклинали непосредственно на вулканогенных породах с угловым несогласием трансгрессивно залегают среднеэоценовые вулканогенные образования, а в южном крыле они совершенно согласно перекрываются верхнемеловыми мергелями и известняками.

Литологически вулканогенная толща мела представлена темносерого, черноватого, красноватого, фиолетового и зеленоватого цветов порфиритовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками, среди которых часты пачки и отдельные слои тонкослоистых мергелей с иноцерамами. В районе с. Зенадриси среди туфобрекчий залегает мощная пачка светложелтых мергелеподобных туфопесчаников.

В верхних горизонтах этой вулканогенной толщи, в разных пунктах ущелья р. Тедзами, в туфопесчаниках и мергелях найдено много иноцерамов и мелких неопределимых пелеципод. Иноцерамы, по определению А. Шагарели, оказались видами, руководящими для нижнего турона: *Inoceramus labiatus* Schl., *In. cf. labiatus* Schl., *In. hercynicus* Petr.

Разрез вулканогенной толщи ущелья р. Тедзами в районе Цителкалаки по М. Варенцову таков:

„1. Мощная толща авгитовых и роговообманковых порфиритов темносерой и темнобурой окраски, с пластами (до 5 м) туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов и туфогенных песчаников грубозернистых. Мощность около . . . . . 200 м

2. Выше—туфоконгломерат с мелкой галькой порфиритов, аржиллитов и туффитов. Мощность . . . . . 2 м

3. Песчаники туфогенные зеленые, грубозернистые, с прослоями зеленой глины и вулканического пепла. Мощность . . . . . 15 м

4. Мергели туфогенные, кремнистые, тонкоплитчатые с фауной *Inoceramus concentricus* Park., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и мелкими устрицами (верхний альб). Мощность . . . . . 25 м

5. Туфобрекчии и туфоконгломераты из глыб крупных размеров тех же туфов и конгломератов, что и нижележащий массив. Наряду с туфами и туфобрекчиями, обнаружены крупные куски, глыбы и окатанные валуны органогенных известняков. Мощность около . . . . . 30 м

6. Еще выше—пласт глыбового конгломерата из слабоокатанных кусков и глыб и хорошо окатанных валунов и галек порфиритов и темнозеленого туфа, сцементированных известковым цементом и вулканическим пеплом. В цементе конгломерата обилие водорослей, морских лилий, кораллов и устриц (устричная банка). Мощность . . . . . 3 м

7. Выше пласт светлосерого и белого органогенного водорослевого известняка, с обилием водорослей *Palaeomphira tesalii* B. В известняках редкая фауна сеномана *Exogyra columba* Lam. и др. Азимут падения СЗ 350° <50°. Мощность . . . . . 2 м
8. Выше—мергели, афанитовые известняки светложелтые, тонкоплитчатые с фауной сеномана. Мощность . . . . . 25 м
9. Песчаник зеленый, туфогенный, грубозернистый, с прослоями зеленой глины, песчанистый. Мощность . . . . . 30 м
10. Выше—светлосерые, светлозеленые и светложелтые мергели с прослоями вулканического пепла. Мощность . . . . . 10 м
11. Выше—мергели светлозеленые тонкослоистые с прослоями яркозеленой глины и зеленого песчаника глауконитового, с фауной сеномана *Inoceramus Crippsi* Mant. и мелкие устрицы плохой сохранности. Мощность . 15 м
12. Выше—глины светлозеленые, песчанистые, известковистые, с редкими прослоями желтовато-серого, грубозернистого кварцевого песчаника. Возраст этой пачки пород неясен (нижний турон). Непосредственно ниже лежит слой с фауной сеномана . . . . . 20 м
13. Еще выше—красноватая толща глины мергелистой, с прослоями (в нижней части) конгломерата из галек известняков и мергелей красных, светлозеленых и светлосерых. В глинах микрофауна палеоцена—датского яруса. В основании этой толщи—пласт базального конгломерата и залегает она на поверхности размыва различных горизонтов более древних отложений верхнего мела, вплоть до нижнего турона и сеномана. Азимут падения на северо-запад, угол около 10°. Мощность около . . . 30 м
14. На слоях самой верхней части разреза верхнего мела залегает мощная толща туфов, туфобрекчий, туфогенных песчаников и вулканогенных пеплов с нуммулитами среднего эоцена".

По поводу вышеприведенного разреза необходимо сделать два замечания. Первое касается вопроса возраста пестроцветной толщи «13». Отнесение ее к палеоцену — датскому ярусу вызывает сомнение, поскольку она непосредственно и согласно переходит в средний эоцен и трансгрессивно перекрывает разные горизонты мела. Такая картина наблюдается на северном крыле проходящей здесь антиклинали, начиная от самого Цителкалаки на востоке и кончая с. Зенадриси на западе. Кроме того, мощность толщи не так велика: по нашим наблюдениям, в этой части антиклинали она едва достигает 5 м. По общим литологическим свойствам (в верхних частях имеются прослои туфов типа среднего эоцена) и по стратиграфическому положению эта толща мало имеет общего с той красноцветной толщей, которая залегает согласно над верхнемеловыми известняками и под палеоцен — нижнеэоценовыми флишевыми отложениями.

Второе наше замечание касается верхней части вулканогенной толщи, где автором найдены только сеноманские формы иноцерамов. Нами, в этом же ущелье в верхней части толщи, как уже было указано, найдены и нижнетуронские *Inoceramus labiatus* Schl. и др. Таким образом, возраст обнаженной части вулканогенной толщи ущелья р. Тедзами твердо устанавливается в пределах альб—нижний турон.

По правобережью р. Тедзами, в южном крыле антиклинали, среднемеловая вулканогенная толща совершенно постепенно и согласно переходит в нижнетуронские темносерые и зеленые глинистые мергели с *Inoceramus labiatus* Schl.

В петрографическом отношении вулканогенные породы Тедзамского ущелья представлены гиперстеновыми андезитами, спилитами(миндалевидный порфирит), роговообманковыми порфиритами, авгитовыми порфиритами, хлорит-эпидотовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями.

Разрез вулканогенной толщи района с. Грели дан М. Варенцовым (71).

Из этого разреза видно, что там общая мощность вулканогенной толщи равна 350 м, в то время как в ущелье р. Тедзами только обнаженная часть вулканогенной толщи имеет мощность более 370 м.

В нижнем горизонте вулканогенной толщи ущелья Хведурети М. Варенцовым (71), а также и мною найдены *Inoceramus concentricus* Park. в средней части разреза (375) *Echinoconus orbicularis* d'Orb. и *Inoceramu Crippsi* Mant., а в верхней части *Inoceramus hercynicus* Petr., *Inoceramus labiatus* Schl.

Между нижними верхнеуронскими известняками М. Варенцов отмечает несогласное залегание с конгломератом. Вдоль ущелья р. Хведурети картина эта не наблюдается; возможно, что там эта часть разреза перекрыта аллювиальными и делювиальными отложениями. Общая мощность всей вулканогенной толщи, по Варенцову, равна 620 м.

Среднемеловая вулканогенная толща на северной периферии Аджаро-Триалетского хребта обнажается еще значительно западнее, в районе с. Дапнара, где в небольшой балке наблюдается следующий разрез (сверху вниз):

1. Серые, фиолетовые пелитовые туфы, в низах краснорозовые, содержащие перемытый материал известняков.
2. Перерыв . . . . . 5—6 м
3. Белый известняк с красными кремнями . . . . . 3—4 м
4. Перерыв . . . . . 4 м
5. Синевато-серые мергели . . . . . 3—4 м
6. Перерыв . . . . . 2 м
7. Белые слоистые известняки, в средней части прослой микробрекчии, а в нижней части—кремня в 8—13 см. Мощность . . . . . 2 м
8. Брекчиевидный известняк с обломками известняков и туфогенных пород
9. Розовато-красные известняки и мергели с *Inoceramus* . . . . . 8—9 м
10. Мергелистый известняк красноватого цвета и с участками беловато-сероватых мергелей. Мощность . . . . . 3 м
11. Серые тонкослоистые мергели смятые в антиклинальную складку. Мощность . . . . . 50—60 м
12. Зеленоватые плотные мергелистые туфы и рыхлые роговообманковые туфы и туфобрекчии общей мощностью около . . . . . 100 м

Здесь вулканогенная толща плохо обнажена и выход ее ограничен, благодаря погружению антиклинальной складки как в западном, так и в восточном направлениях; в северной части она перекрыта аллювиальными отложениями Колхидской долины.

В центральной части Аджаро-Триалетского хребта выходы среднемеловой вулканогенной толщи имеются в трех местах: на хребте Сацхениси, в ущелье р. Имерхеви и в ущелье р. Ткемлана (правый приток р. Дзама) в районе с. Кодмани.

В районе р. Сацхениси эта толща выходит в сводовой части крупной антиклинали. С трех сторон она перекрыта туронскими мергелями, с четвертой, южной стороны на ней трансгрессивно залегают флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена.

Хорошие обнажения вулканогенной толщи имеются на северном склоне хребта, где благодаря опрокидыванию складки на север, отложения мела поставлены на голову. Азимут падения СЗ 320° < 85—90 °. Здесь стратиграфически ниже, но гипсометрически выше, над тонкослоистыми и окремненными мергелями нижнего турона с *Inoceramus labiatus* Schl. залегают яркозеленые, зеленосерые и бурокоричневые туфопесчаники, туфобрекчии и туфоконгломераты с линзами и отдельными пачками тонкослоистых и окремненных зеленовато-серых мергелей с *Inoceramus labiatus* общей мощностью около 50—60 м. Под этим горизонтом выше по крутому склону выходят массивные и грубослоистые бурые, коричневые, фиолетовые, зеленые и черновато-серые туфобрекчии, обнажающиеся в виде скал и утесов. Мощность около 180 м. Выше по склону, уже близко к хребту, в сводовой части складки, угол падения пород выполаживается и на самом хребте опять появляются верхние горизонты вулканогенной толщи, перекрытые сверху тонкослоистыми стального цвета окремненными мергелями нижнего турона с *Inaceramus labiatus* Schl. В мергелях, залегающих в вулканогенной толще, найдено много *Inoceramus labiatus* Schl. *Inoceramus hercynicus* Petr. и плохой сохранности аммонитов.

Аналогичная картина наблюдается и на южном склоне хребта с той только разницей, что здесь выходят верхние горизонты вулканогенной толщи с такой же фауной и непосредственно на них трансгрессивно залегают палеоцен-нижнеэоценовые флишевые отложения ущелья р. Тана.

Из вышеприведенного описания видно, что на хребте Сацхениси обнажена только верхняя часть вулканогенной толщи мела, общей мощностью около 230—240 м, датирующаяся согласно найденной фауне нижним туроном. Нет сомнения, что нижние горизонты этой толщи содержат и другие ярусы среднего мела.

Во втором районе, называемом мною Имерхевским (100), а М. Варенцовым (71) Згудерским, выходы среднемеловой вулканогенной толщи также приурочены к проходящей здесь крупной антиклинальной склад-

ке, опрокинутой на север и окаймлены со всех сторон турон-сенонскими мергелями и известняками. По моим данным (100), вулканогенная толща представлена здесь массивными и грубослоистыми порфиритовыми туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Последние в верхних горизонтах переслаиваются с окремненными мергелями стального цвета с *Inoceramus labiatus* Schl. и плохой сохранности мелкими пелециподами. Средняя мощность этих отложений около 350—400 м.

М. Варенцовым дано более детальное описание данного разреза:

„1. Мощная толща авгитовых порфиритов, туфобрекчий, туфов, туффитов и грубозернистых туфогенных песчаников, темносерых, бурых, красно-бурых и зеленовато-серых. Порфириты и туфобрекчии образуют округлые шаровидные формы.

Здесь обнажена самая верхняя часть этой туфогенной свиты, мощностью около 100 м, а нижележащие слои не обнажаются, не выходя в данном районе на поверхность. В прослоях желтовато-серых мергелей, залегающих в верхней части данной толщи порфиритов, туффитов и туфобрекчий в районе с. Имер-хеви, обнаружена характерная фауна сеномана *Inoceramus Crippsi* Mant. и др.

2. Чередование песчаников туфогенных, грубослоистых, зеленовато-серых и светлосерых, аржиллитов и туффитов зеленых и темносерых и глины зеленой и зеленовато-серой с редкими прослоями мергелей желтовато-серых. В последних фауна *Inoceramus Crippsi* Mant. (сеноман). Мощность около . . . . . 100 м

3. Кремень черный и темносерый. Мощность около . . . . 0,5 м

4. Аржиллит зеленый, плитчато-слоистый, с прослоями мергелей кремнистого, темносерого. Мощность около . . . . . 20 м

5. Песчаники туфогенные, грубозернистые с прослоями аржиллитов, туффитов и туфогенных мергелей зеленовато-серых, темносерых и светло-желтых, с фауной сеномана. Мощность . . . . . 75 м

6. Аржиллиты зеленые, слоистые. Мощность . . . . . 6 м

7. Мергели и известняки желтовато-серые, светлосерые и темносерые, кремнистые, плитчатые, желтовато-серые и светлосерые, с прослоями туфогенного песчаника, грубозернистого, серого и темносерого. Содержат фауну нижнего турона *Inoceramus labiatus* Mant. и др. Мощность . . . . . 40 м

8. Глины зеленые, зеленовато-серые и мергели светлозеленые и зеленые, плитчатые, тоже с фауной нижнего турона. Мощность. . 50 м"

Из разреза видно, что верхние горизонты вулканогенной толщи относятся к сеноману и нижнему турону. Горизонт «8» мною относится уже к карбонатной толще.

Небольшой выход среднемеловой вулканогенной толщи в районе с. Кодмани, залегающей также под карбонатной свитой верхнего мела, по своему литологическому составу и стратиграфическому положению ничем не отличается от Имерхевского.

По данным М. Варенцова (71) непосредственно над вулканогенной толщей здесь залегают верхнетуронские отложения, что по его мнению вызвано трансгрессией.

К сожалению, здесь хорошие обнажения отсутствуют и мне, даже при очень детальных работах найти непосредственное налегание известняков на вулканогенную толщу нигде не удалось. В связи с наличием сложной тектоники (разрывы и мелкая складчатость), здесь не исключена и возможность перекрытия одних горизонтов другими.

Немного восточнее, в районе с. Батети, на южном крыле антиклинали, нижний турон представлен в полной мощности и с характерной для него фауной *Inoceramus labiatus* Schl.

На южной периферии Триалетского хребта выходы вулканогенной толщи среднего мела имеются в двух районах: с. Гумбати и г. Чобарети.

В районе с. Гумбати выход вулканогенной толщи расположен к югу от селения, в ущелье речки Гумбатис-цхали. Эта толща раньше мной (102) выделялась условно, на основании анализа существующего материала и соображений регионального характера, что полностью подтвердилось при осмотре местности сообща с И. Качарава, Н. Схиртладзе и др. Здесь проходит опрокинутая на юг крупная антиклинальная складка, ядро которой сложено вулканогенными образованиями, а крылья — верхнемеловыми и палеоценовыми отложениями, в южной части несогласно перекрытыми отложениями годердзской свиты.

Детальный разрез по течению реки вначале в нисходящем, а далее в восходящем порядке представляется в следующем виде:

2. Тонкослоистые, плитчатые глинистые песчаники и чередующиеся с ними песчаники палеоцена и нижнего эоцена. Падение слоев ЮВ 150° <40°. Мощность . . . . . 50 м
2. Красноцветные и зеленоватые мергели и глины палеоцена. Мощность 30 м
3. Перерыв в обнажении на расстояний . . . . . 15—20 м
4. Туфобрекчии, в основном мандельштейновые, фиолетовые красноватые и розоватые. Мощность . . . . . 200—250 м

Здесь проходит ось складки и далее следует восходящий разрез:

1. Литографского типа розовые мергелистые известняки с кремнями 10 м
2. Чередование розоватых известняков и туфогенных пород. Мощность 15 м
3. Туфы фиолетовые. Мощность . . . . . 10 м
4. Чередование белых и розовых известняков с иноцерамами. Мощность 20 м
5. Туфы фиолетовые. Мощность . . . . . 5 м
6. Известняки розоватые, с туронской фауной плохой сохранности (*Inoceramus ex gr. Cuvieri* Sow. и ежи) . . . . . 4 м
7. Перерыв в обнажении . . . . . 5 м
8. Мергели тонкослоистые (сенона). Мощность . . . . . 50 м
   Азимут падения СЗ 340° <70° (опрокинуты на юг) . .
9. Перерыв. Мощность . . . . . 10 м
10. Глинистые песчаники, тонкослоистые и слоистые песчаники палеоцена и нижнего эоцена, такие же, как и в начале разреза. Мощность . 6 м
11. Конгломераты и лавы годердзской свиты. Падение слоев Ю 180° <70°.

Фауна верхнего турона обнаружена только в верхней части мощной вулканогенной толщи, представленной чередованием известняков и вулканогенных пород. По стратиграфическому положению остальная часть толщи относится к нижнему турону, сеноману и, возможно, альбу.

Отложения мела вследствие погружения оси складки далеко не прослеживаются. После большого перерыва они выходят в ядре той же складки только в районе г. Чобарети в истоках р. Тетроби. Здесь, по нашим (102) данным, в сводовой части вскрыты массивные и грубослоистые туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы, в несколько сот метров мощности, разной окраски, в основном темносерые, темнокоричневые, зеленые и фиолетовые. Верхние горизонты этой толщи представлены следующими породами:

1. Зеленоватые туфопесчаники и фиолетовые мандельштейновые туфы
2. Тонкослоистые розоватые мергелистые известняки. Мощность . 2 м
3. Зеленоватые туфопесчаники и мандельштейновые туфы. Мощность 12 м
4. Розовые известняки. Мощность . . . . . 25 м
5. Тонкослоистые зеленоватые туфопесчаники и мергели. Мощность . 15 м
6. Тонкослоистые белые и розовые известняки с фауной брахиопод и ежей плохой сохранности. Определены только следующие формы: *Rhynchonella flustracea* Sch. *Echinoconus cf. Wellemani* Lamb. (маастрихт-датского возраста). Мощность . . . . . 8 м
7. Глинистые песчаники и туфопесчаники эоцена.

Заканчивая на этом описание разрезов вулканогенной толщи Триалетского хребта, подведем некоторые итоги.

Еще в 1933 г. вся эта мощная толща, на основании находки фауны и параллелизации с вулканогенными отложениями ущелья р. Чхеримела, мною была отнесена к среднему мелу (альб, сеноман и нижний турон), что полностью подтвердилось впоследствии (71).

М. Варенцову удалось не только точно доказать среднемеловой возраст вулканогенной толщи Триалетского хребта вообще, но и расчленить ее на *более мелкие стратиграфические горизонты альб, сеноман и нижний* турон.

Верхний предел распространения вулканогенной толщи в центральных частях и на северной периферии Триалетского хребта, определяется нижним туроном включительно, а нижний — доходит до апта и, по аналогии с ущельем р. Чхеримела, возможно, частично захватывает и верхний апт.

На южной периферии Триалетского хребта верхний предельный возраст вулканогенной толщи доходит до маастрихта включительно; подошва толщи не обнажена. В самой толще фауна не найдена, что затрудняет расчленение ее на стратиграфические горизонты. Однако, не вызывает сомнения, что она заключает в себе туронский и сеноманский ярусы, так как одновозрастные отложения Храмского массива, уходя под более молодые палеогеновые отложения Триалетского хребта должны быть связаны с нашей толщей; что

же касается альбского яруса, то наличие его в южной части Триалетского хребта допустимо по аналогии с остальными частями хребта. Следует полагать, что аптский ярус в южном направлении выклинивается, не достигая периферии хребта.

3. Верхний мел

Турон + сенон (карбонатная толща).

Верхнемеловые отложения в исследуемом районе пользуются повсеместным развитием и представлены в основном карбонатными и вулканогенными фациями. На Дзирульском массиве они обладают меньшей мощностью нежели в Аджаро-Триалетском хребте и Локском и Храмском массивах.

Грузинская глыба (Дзирульский массив)

На Дзирульском массиве верхнемеловые отложения совершенно согласно следуют за сеноманскими образованиями и их распространение приурочено к Гореша-Харагоульской синклинали, к юго-восточному крылу антиклинали Сурамского хребта и к прифронтовой полосе надвига Ахалцихско-Имеретинского хребта.

В Гореша-Харагоульской синклинали они слагают всю центральную часть складки, начиная от Амашукетского района и кончая Харагоульским, и представлены исключительно карбонатными фациями. В Амашукети-Горешском районе они следуют за сеноманскими кварцево-глауконитовыми известняками и сложены, в нижней части, тонкослоистыми, беловато-голубовато-зелеными и красными мергелями и мергелистыми известняками с многочисленными стяжениями красного кремня, а в верхней части — белыми, более толстослоистыми известняками и реже мергелями с конкрециями серого кремня. Часто между этими двумя горизонтами выделяются линзообразные и гнездообразные тела писчего мела. Такое литологическое разграничение верхнего мела оправдывается и стратиграфически. Первая часть, мощность которой колеблется от 60 до 120 м, относится, в основном, к турону, а верхняя (мощностью 80—100 м) к сенону.

Детальное палеонтологическое исследование верхнемеловых отложений Харагоульского района произведено И. Рухадзе (307[а]), изучившим морских ежей, и А. Цагарели (369, 376), изучившим всю остальную фауну. Кроме того А. Цагарели (372) суммирован весь материал по верхнемеловым отложениям Грузии. По Цагарели в районе Харагоули на слоистые кварцево-глауконитовые известняки, в которых мною найдена переходная от сеномана к турону форма аммонита (см. сеноман), налегают:

1. Тонкослоистые, светлозеленые и голубовато-белые мергели и мергелистые известняки с *Inoceramus* cf. *labiatus* Schl. Мощность около 60 м

В с. Гореша в нижней части этих отложений найден *Inoceramus cuneiformis* d'Orb.

2. Тонкослоистые розовые, красные и беловатые известняки и мергелистые известняки со стяжениями розового кремня, в верхних горизонтах с скоплениями писчего мела. Мощность около . . . . 50 м

Здесь найдены средне- и верхнетуронский *Inoceramus Stillei* Heinz. и имеющий широкое вертикальное распространение *Inoceramus inconstans* Woods (369). Кроме того имеются и *Micraster aff. breviporus* Agass. В окрестностях с Базалети (тоже Харагоульский район) в верхних горизонтах найдены: *Inoceramus involutus* Sow., *In. Wandereri* And., первая из этих форм характерна для зоны *involutus*. В с. Окона (Горешский район) в верхней части найден *In. Koegleri* And.

Таким образом эти два горизонта верхнего мела, на основании фауны, датируются, как турон — нижний коньяк. Какая часть второго горизонта относится к коньяку пока трудно сказать, но самый факт наличия этого подъяруса нужно считать установленным.

3. В ущелье р. Джихвела (к югу от Харагоули) над розовыми известняками совершенно согласно залегают серые, тонкослоистые мергели. Мощность 25 м

В верхних частях этого горизонта найдены: *Inoceramus cordiforms* Sow., *In. Petraschecki* Tsag., *In. Haenleini* G. Müll., *In. subquadratus* Schlüt., *In. crassus* Petr., *In. quadratus* Tsag., *In. kharagoulensis* Tsag., *In. crassoides* Tsag., *In. circularis* Tsag.

Из указанных форм только *Inoceramus crassus* Petr. переходит в сантонский подъярус; первая, третья и четвертая формы считаются характерными для зоны *cordiformis* (36).

4. Выше, стратиграфически совершенно согласно, идут среднезернистые, серовато мергелистые известняки. Мощность . . . 10 м

В них найдены *Inoceramus cycloides* Weg., *In. sarumensis* Woods, *In. crassus* Petr., *In. balticus* Böhm, *In. var. pygmea* Tsag., *In. Gamkrelidzei* Tsag., *In. kharagoulensis* Tsag., *In. Brancoi* Weg., *Eupachyd.* cf. *isculensis* Red., *Endocostea inflexa* Beyen., *En. sulcata* Roem., *Haenleinia flexuosa* Haenl.

Вся перечисленная фауна в общем характерна для сантонского под'яруса.

5. Выше, стратиграфически согласно, залегают толстослоистые известняки, переполненные разнообразной фауной: *Inoceramus balticus* Böhm., *In. goldfussianus* d'Orb., *In. salisburgensis* F. et K., *In. nebrascensis* Ow., *In. ezoënsis* You., *In. alaeformis* Zek., *In. Simonovitchi* Tsag., *In. Georgicus* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In.* cf. *convexus* H. g M., *In.* cf. *Vanuxemi* M, *et* H.. *In. sp. aff. deformis* Meek., *In. altus* Meek., *In. Abichi* Djan., *In. brigthonensis* Renng., *In. Felixi* Petr., *In. alpinus* Tsag., *Endocostea typica* Whitf., *End. sulcata* Roem., *Conulus subrotundus* Mant., *Echinoconus* cf. *vulgaris* Br., *E. globulus var. sladensis* Lamb.,

Cardiotaxis Heberti Cotteau., *Echinocorys gibbus* Lam., *Id. var. costulata* Lamb., *Id. var. subglobosa* Coldf., *Ech. Heberti* Seunes., *Ech. ovatus Leske*, *Ech. Arnaudi* Seunes., *Physaster Abichi* Ant., *Seunaster georgicus* Rouch.

Большинство из перечисленных форм характерно для кампанского под'яруса, меньшая часть — для кампана и маастрихта.

6. Выше, согласно следуют серые, массивные и толстослоистые мергелистые известняки мощностью 20 м с фауной аммонитов, иноцерамов и морских ежей, представленной следующими формами (369).

Nautilus sp. ind., *Hauericeras sulcatum* Kner., *Pachydiscus* (*Parapachydiscus*) *gollevillensis* d'Orb., *P.* (*Parap.*) *colligatus* Binkh., *P.* (*Parap.*) *neubergicus v.* Hauer., *Cossmaticeras Tchihatcheffi* Böhm., *Hamites* cf. *cylindraceus* Defr. *Inoceramus salisburgensis* Fugg. *et* Köst., *In. planus* Münst., *In. pertenuis* M. *et* H., *In. Simonovitchi* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In. georgicus* Tsag., *Echinocorys elatus* Azv., *Ech. fere-sculatus* Arn., *Ech. depressus* Eich., *Pseudooffaster caucasicus* L. Dreb., *Trochocyathus sp.*

Перечисленные аммониты и *Ech. depressus* Eich. — маастрихтские, а остальные формы кампанские и маастрихтские, что дает основание этот горизонт отнести к маастрихту.

7. Выше залегают среднеслоистые, серые мергелистые известняки. Мощность 30 м. В нижней части найдены те же формы ежей, что и в горизонте „6", на основании чего горизонт относится к маастрихту. В верхней части обнаружены характерные для маастрихта и датского яруса *Echinocoris aff. sulcatus* Goldf., *Cyclaster pyriformis* Cott, *Coraster sphaericus Seun.*, *Cor. cf. Munieri* Seun.

8. Выше горизонта „7" совершенно согласно следуют зеленовато-серые известковистые мергели, мергели, глинистые мергели и еще выше, мергелистые глины около 60 м мощности. Мною (95) эта свита по стратиграфическому положению относилась к датскому ярусу, что подтвердилось фаунистически.

Вышеперечисленные иглокожие, найденные как в основании, так и в нижних горизонтах этой свиты, определенно указывают на датский возраст мергелей. Кроме морских ежей здесь часты также стебли морских лилий, а в верхних горизонтах и растительные остатки.

Иная картина наблюдается в районе с. Гореша на хребте Козмани. Здесь сеноманские отложения представлены массивными и тонкослоистыми, слегка песчанистыми, беловато-желтыми известняками; датские мергели отсутствуют; мощность свиты меньше на 45 м и отложения беднее фауной.

В окрестностях с. Гореша и хребта Козмани найдена следующая фауна кампан-маастрихта: *Belemnitella mucronata* Schl., *Turrilites* (*Helicoceras*)

Schlöenbachi Favre, *Inoceramus balticus* Böhm., *Endocostea imerica* Tsag., *Parapachydiscus* cf. *subrobustus* Seun., *Micraster Schröderi* Stol., *Ech.* cf. *vulgaris* Eichw., *Coraster* cf. *sphaericus* Seun., *C. munieri* Seun., *C. Vilanovae* Cotteau, *Ech.* cf. *sulcatus* Goldf., *Ech. pyrenaicus* Seun.

В Сурамском районе верхнемеловые отложения представлены в сходных с предыдущими фациях. По имеющимся данным, здесь в восходящем разрезе над кварцево-глауконитовыми известняками сеномана с постепенным переходом следуют:

1. Слоистые известняки песчанистого габитуса, в которых на Сурамском перевале найден (370) *Inoceramus ladiatus* Schl. Выше эти известняки постепенно сменяются тонкослоистыми и сланцеватыми зеленовато-желтыми мергелями и глинистыми мергелями с фауной: *Inoceramus labiatus* Schl., *In. hercynicus* Petr., *Inoceramus opaleusis* Böse.

Мощность . . . . . 70 м.

По наблюдениям А. Цагарели кластически материал здесь носит туфогенный характер:

2. Выше следуют тонкослоистые белые и серые известняки со стяжениями розового, красного и черного кремня. Мощность . . . 100 м.

Нижние горизонты известняков с линзами писчего мела и зеленого цвета, флоридинового типа глинами (подобные базалетским) (около 30 м) не содержат фауны.

Из верхних горизонтов собраны кампан-маастрихтские формы (369): *Inoceramus regularis* d'Orb., *Echinocorys gibbus* Lam., *Id.* var. *costulata* Lamb., *Id.* var. *subglobosa* Goldf., *Ech. ovatus* Leske, *Ech.* aff. *conicus* Agass., *Ech.* aff. *Arnaudi* Seun., *Cycl. pygmeni* Rouch. и маастрихт-датские формы: *Cyclaster pyriformis* Cotteau, *Coraster sphaericus* Seun., *Cor.* cf. *munieri* Seun.

Из этих же отложений Фурнье называет Nautilus danicus.

Сравнивая Сурамский разрез с Харагоульским можно констатировать, что верхний мел Сурамского района много беднее фауной; здесь выделяются не все подъярусы верхнего мела, хотя существование их не вызывает сомнения; датский ярус представлен известняками; мощность всего верхнего мела здесь меньше почти на 100 м.

Иную картину наблюдаем в области прифронтовой полосы надвига Аджаро-Триалетского хребта в Кицхи-Хидарском, Парцхнальском, Марелисском, Ваханском, Зварском и Ципском районах, в средних частях левых притоков р. Чхеримела: Гокишура, Джихвела, Джонджоура, Марелиси-цхали Бжолис-хеви, Ваханис-цхали, Зварула и др. Благодаря развитым здесь чешуйчатым надвигам, верхнемеловые отложения вдоль всей этой полосы залегают в очень сложных тектонических условиях и представлены иными фациями. Взамен типичных известняков развиты литографского типа мер-

гели и мергелистые известняки большой мощности. В виду однообразного литологического состава (за исключением туронских отложений некоторых районов) и бедности фауной, они не поддаются расчленению на более мелкие стратиграфические единицы.

Больше всего подвержены фациальным изменениям туронские отложения. В более южной принадвиговой полосе и во фронтовой части надвига мною (96) выделяются два горизонта турона—нижний и верхний. Нижний горизонт мощностью около 150—200 м, представлен стальносерыми тонкослоистыми и сланцеватыми мергелями, глинистыми мергелями и мергелистыми глинами, в которых очень часто встречаются раздавленные и расплющенные иноцерамы нижнего и среднего турона.

В ущелье р. Бжолис-хеви, где мощность этого горизонта достигает 200 м, в нижней части его (на уровне в 50 м от подошвы) найдены нижнетуронские *In. hercynicus* Petr., а в средних горизонтах (в 100 м от подошвы) — среднетуронские *In. Stillei* Heinz и широко распространенная форма *In. aff. inconstans* Woods. (369).

В ущелье р. Легванис-цхали в нижних горизонтах, надвинутых на миоценовые отложения тонкослоистых мергелистых глин найден *In. opalensis* Böse, а в глинистых мергелях среднего горизонта свиты — *Prionotropis cf.* woolgari Mant. и *Gaudryceras sp.* (средний турон). В этих же отложениях, выходящих в ущелье р. Зварула, общей мощностью 250 м, на высоте около 120 м от подошвы разреза обнаружены нижнетуронские: *In. labiatus* Schl., *In. hercynicus* Petr., *In. opalensis* Böse.

Верхний горизонт турона представлен тонкослоистыми, красными и розовыми мергелистыми известняками со стяжениями красного и розового кремня. Средняя его мощность равна 60—70 м. Выделяется только в северной части указанной полосы и непосредственно перекрыт сенонскими мергелистыми известняками и мергелями. В южной части, в сторону Аджаро-Триалетского хребта, он, повидимому, фациально замещается тонкослоистыми глинистыми мергелями (фация первого горизонта) и выше совершенно согласно переходит в слоистые мергелистые известняки сенона. Обратная картина наблюдается в северном направлении, в сторону Дзирульского массива, где глинисто-мергелистые отложения первого горизонта фациально замещаются описанными выше более известковистыми мергелями и мергелистыми известняками. Одновременно происходит изменение мощности: в северной части полосы она равна 100—120 м, в южной достигает, в среднем, 250 м.

Найденные в верхних горизонтах иноцерамы неопределимы, но, так как этот горизонт непосредственно увязывается с отложениями верхнего турона Харагоульского района, он также может быть отнесен к верхнему турону.

Вдоль упомянутой полосы за туронскими отложениями, согласно, с постепенным переходом, следует мощная толща карбонатных пород, которая в свою очередь расчленяется на две свиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя свита, со средней мощностью в 150—200 м, сложена мергелями и известковистыми мергелями в нижней части и мергелистыми известняками и известняками в верхней. В ущелье р. Зварула, в средней части этой свиты найдены мною и определены. А. Цагарели (369) следующие иноцерамы: *In. salisburgensis* F. et K., *In. alaeformis* Zek., *In. cf. pertenuis* M. et H., *In. cf. alatus* Goldf. (кампан-маастрихт).

В самых нижних и верхних частях свиты фауна не найдена, но согласный переход ее ниже в туронские отложения и выше в датские мергели дает полное основание для отнесения всей свиты к сенону. В пользу этого говорит и непосредственная связь этих отложений с сенонскими отложениями южной периферии Дзирульского массива.

Верхняя свита, залегающая согласно сенонских отложениях, литологически представлена пестрыми (красными коричневато-бурыми, зелеными, желтовато-белыми и серыми) мергелями и мергелистыми глинами. Эта свита, по сравнению с сенонской, пользуется меньшим развитием и, в виду мягкости слагающих ее пород, выходы ее почти всюду отвечают пониженным частям рельефа. Сверху она перекрыта, то трансгрессивно, то тектонически, палеогеновыми отложениями Аджаро-Триалетского хребта, благодаря чему мощность ее колеблется в широких пределах (от 20—30 до 50— 70 м) и в среднем равна 40—50 м. Более широкое развитие эта свита имеет в Аджаро-Триалетской складчатой системе. Ее следует параллелизовать с мергелистой свитой датского яруса Парцхнальского района (ущелье р. Джихвела), на южной периферии Дзирульского массива.

Следует отметить, что во всех районах описываемая свита занимает вполне определенное стратиграфическое положение, залегая на верхнемеловых (маастрихтских) известняках и несогласно перекрываясь палеогеновыми образованиями. На основании всего вышеизложенного ее следует отнести, в целом, к датскому ярусу, и частично, к палеоцену. Таким образом мы еще раз убеждаемся в том, что эта часть предгорий Аджаро-Триалетского хребта, левобережье долины р. Чхеримела, является переходной зоной от Грузинской глыбы к Аджаро-Триалетской складчатой системе, причем по своим фациям и мощностям отложений, она ближе стоит к последней.

Аджаро-Триалетская складчатая система

Верхнемеловые отложения, известные с давних пор в Аджаро-Триалетской складчатой системе, до последних лет были очень слабо исследованы, но в настоящее время изучены не менее других отложений мела. Основные работы принадлежат Б. Мефферту (251, 252, 253, 257), В. Ренгартену (297, 298), М. Варенцову (63, 65, 66, 68, 71), И. Качарава (185), П. Гамкрелидзе (100, 102, 105, 109), В. Эдилашвили (392), А. Цагарели (369, 370, 371, 374, 375, 376, 377) и М. Качарава (190).

Б. Мефферт, первый отметивший геосинклинальный характер карбонатных отложений верхнего мела, за неимением достаточных палеонтологических данных, не смог их расчленить на более мелкие стратиграфические единицы и всю толщу, также как и предыдущие геологи, называл туронсеноном. Появление здесь этих отложений он связывал с крупными нарушениями — надвигами, переместившими их из глубины Триалетского хребта. Последнее утверждение автора оказалось ошибочным, так как карбонатные отложения здесь залегают вообще совершенно нормально; выходы их связаны с надвигами только в некоторых районах.

В. Ренгартеном (298) описаны два детальных разреза северного склона Триалетского хребта: около с. Дзегви и в районе Цителкалаки.

Главная заслуга в деле изучения меловых отложений Триалетского хребта принадлежит М. Варенцову, которому удалось расчленить верхнемеловые отложения на ярусы и подъярусы.

М. Качарава (190), изучившая фауну микрофораминифер верхнемеловых отложений р. Дарбазула, пришла к интересным стратиграфическим выводам. А. Цагарели на основании анализа всего существующего материала осветил ряд вопросов стратиграфии верхнемеловых отложений Аджаро-Триалетской системы. Данные мои и В. Эдилашвили приводятся ниже.

Верхнемеловые карбонатные отложения Аджаро-Триалетской складчатой системы имеют большое сходство с отложениями описанной выше переходной полосы, — Гурийско-Кавтисхевской подзоны. Они известны в основном на Триалетском и, частично, на Ахалцихско-Имеретинском хребтах. На Аджаро-Гурийском хребте они пока еще не вскрыты эрозией.

В Триалетском и Ахалцихско-Имеретинском хребтах они обнажаются в северной, центральной и южной частях. В северной части Триалетского хребта выходы верхнемеловых отложений начинаются в районе с. Дзегви (Хекордзула и Дарбазула), откуда узкой непрерывной полосой продолжаются на запад к с. с. Кавтисхеви и Цителкалаки и далее уходят в центральную часть хребта, заканчиваясь в районе с. Ркона.

Вторая полоса выходов, проходящая севернее первой, начинается на востоке в районе с. Горисджвари и почти непрерывно прослеживается на запад в направлении с. Хведурети и ущелий р. р. Имер-хеви и Дзама. Самый крайний выход имеется близ с. Гвердзинети.

Между указанными двумя расположена третья полоса выходов меловых отложений; она начинается на хребте Сацхениси, в ядре крупной антиклинальной складки и тянется в сторону с. Батети, далее переходит в ущелье р. Ткемлана в район с. Кодмани и, пересекая еще западнее г. Квирана, выходит в ущелье р. Дзама.

Четвертая полоса наблюдается в ущельях правых притоков р. Тедзами—Саболиа и на северном склоне Арджеванского хребта, где выходы мела приурочены к антиклинали, разорванной крупным надвигом. Эта полоса начинается близ с. Гостибе, откуда тянется без перерыва на запад, переходит на северный склон (частично и на южный) Арджеванского хребта и заканчивается к северу от горы Арджевани.

Самые южные выходы верхнемеловых отложений находятся в районах с. Гумбати и г. Чобарети.

В Ахалцихско-Имеретинском хребте полоса верхнемеловых карбонатных отложений приурочена к крупному Сахварскому надвигу. Самый восточный выход этих отложений имеется в с. Нуниси; отсюда они вначале узкой, а затем постепенно расширяющейся полосой продолжаются на запад в район с. Сахвлари и г. Ломис-мта и далее в район урочища Тба, в район Дид-гора и заканчиваются в ущелье р. Ханис-цхали.

Более или менее удовлетворительно изучены выходы верхнемеловых отложений только первых трех полос.

В районе Дзегви мел южного крыла опрокинутой и надвинутой на север антиклинальной складки достаточно хорошо известен (68, 185, 190, 298). М. Качарава дан его детальный восходящий разрез:

1. Белые, тонкослоистые (5—30 см) и трещиноватые известняки с налетами окислов переслаивающиеся с мягкими и тонкослоистыми (5—15 см) песчанистыми известняками. Падение СВ 175—190° ∠40—60°. Мощность 30 м

С них собраны: *In. balticus* Böhm., *In. cf. georgicus* Tsag., *In. colchicus* Tsag. и многочисленные фораминиферы.

На основании найденной макро- и микрофауны этот горизонт отнесен к кампанскому подъярусу. Однако следует заметить, что в приведенном разрезе подошва кампана не указана. В соседнем разрезе под этими известняками и над туфогенной толщей залегают около 30 м мощности тонкослоистые мергелистые известняки и мергели, нижние горизонты которых в соседних районах содержат туронские иноцерамы. Видимо, эти отложения здесь перекрыты делювием.

2. Белые известняки с прослоями мягких мергелистых известняков. Мощность . . . . . 55 м

Содержат: *Inoceramus balticus* Böhm., *In. colchicus* Tsag., *Endocostea* sp., *Ostrea* sp., и многочисленные фораминиферы.

3. Чередование серых и желтоватых известковистых мергелей и белых известняков с редкими прослоями тонкослоистых (15—30 см) известковистых песчаников. Мощность . . . . . 37 м

Найдены *Ostrea* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) и многочисленные фораминиферы.

4. Чередование белых мергелистых известняков и зеленоватых мергелей с богатой фауной фораминифер. Мощность . . . . . 50 м
5. Чередование зеленоватых мергелей и белых мергелистых известняков, с редкими прослоями тонкослоистых (5—15 см) известковистых песчаников. Мощность . . . . . 50 м

В них богатая фауна фораминифер.

6. Сероватые и зеленоватые мергели и мергелистые известняки с микрофауной. Мощность. . . . . 13 м
7. Серые и желтоватые, иногда красноватые и зеленоватые мергели и глинистые мергели, мощностью в 13 см фораминиферами.
8. Палеоценовый флиш—чередование серых глин и песчаников. Без фауны.

На основании литологических и микропалеонтологических данных М. Качарава всю карбонатную толщу мела делит на две части: белую известняково-мергелистую и пестроцветную мергелистую. Первую она в свою очередь подразделяет на два горизонта: нижний известняково-мергелистый и верхний—мергелисто-известковый.

Первый горизонт характеризуется следующими фораминиферами: *Gaudryina ruthenica* Reuss., *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.), *G. glaessneri* Katsch., *Pseudotextularia elegans* Rzehak., *Ps. cushmani* Katsch., *Ps. eggeri* (Cushman), *Ps. acervulinoides* (Eg.). *Bolivina incrassata* Reuss, *Gyroidina exculpta* (Reuss), *Rotalia beccariiformis* White var. *dzegviensis* Katsch., *Eponides trümpyi Nut. var. glaessneri* Katsch., *Pullenia quaternaria* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globotruncana arca* Cushman, *Gl. linnei* (d'Orb.), *Gl. aff. Stuarti* (Lapp).

Во втором горизонте встречаются следующие микрифораминиферы: *Flabellina interpunctata* v. d. Marck., *Gümbelina globulosa* (Ehrenb)., *G. glaessneri* Katsch., *Pseudotextularia acervulinoides* (Egger), *Ps. varians* Rzehak., *Ps. textulariformis* (White) var.?, *Bolivina incrassata* Reuss, *Reussia limbata* (White), *Gyroidina exculpta* (Reuss)., *G. umbilicata* Hal., *Rotalia beccariiformis* White var. *dzegviensis* Katsch., *R. beccariiformis* White var. *Whiti* Katsch., *Eponides trümpyi* Nut., *Pullenia quaternaria* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gl. bulloides* d'Orb., *Gl. pseudobulloides* Plum., *Globotruncana arca* Cushm., *Gl. linnei* (d'Orb.), *Gl. rosetta* (Carsey), *Gl.* aff. *stuarti* (Lapparent), *Gl. contusa* (Cushm.) var.?, *Gl. contusa* (Cush.) var. *georgiana* Katsch., *Globorotalia membranacea* (Ehrenb.).

Третий горизонт—пестроцветные мергели—характеризуется следующими фораминиферами: *Trochaminoides irregularis* (White), *Gaudryina laevigata* Franke var. *pyramidata* Cush. et Jarvis, *Bolivinoides* cf. *velascoensis* (White), *B. decorata* (Jon.) var. *delicatula* Cush., *Gyroidina depressa* (Alth.),

G. *caucasica* Subb., G. *sybillae* Katsch., *Rotalia beccariiformis* Wh. var. *Whiti* Katsch., *Eponides trümpyi* Nut., *Pullenia coryelli* White, *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. pseudobulloides* Plummer, *Globorotalia membranacea* (Ehren)., *Gl. conicotruncata* Subb., *Anomalina rubiginosa* Cushm.

На основании анализа всей фауны М. Качарава нижний горизонт относит к кампану, средний к маастрихту, а верхний к датскому ярусу.

Из вышеизложенного видно, что в районе речки Хекордзула карбонатная толща представлена только верхним сеноном и датским ярусом; отсутствие в обнажении нижнего сенона и турона весьма возможно, вызвано погружением антиклинали в восточном направлении и наличием делювиального покрова на протяжении 160 м.

К западу от р. Дарбазула в ущелье протекающей параллельно ей речки Хекордзула, выходят вулканогенные отложения мела, над которыми залегают оокло 70 м мощности зеленые, фиолетовые и серые тонкослоистые мергели. Найденные в этих отложениях иноцерамы неопределимы, но стратиграфическое положение несомненно указывает на соответствие этих мергелей туронским отложениям других разрезов Триалетского хребта.

Детальный разрез карбонатных отложений этого ущелья дан В. Ренгартеном (298).

Сопоставление этих двух разрезов показывает, что в первом из них отсутствуют отложения нижнего сенона, а во втором — турон. Последнее, по нашему мнению, нельзя считать доказанным, так как свита мощностью в 70 м, относимая к нижнему сенону, аналогично с соседними, более западными районами, может содержать и турон.

Таким образом, в районе с. Дзегви имеется полный разрез верхнего мела: турон, сенон и датский ярус. К турону мы относим (пока условно) свиту тонкослоистых пестрых мергелей и мергелистых известняков, мощностью около 60 м, к сенону — мощную толщу известняков и мергелей и к датскому ярусу — пестроцветную мергелисто-глинистую толщу. Следует заметить, что В. Ренгартеном (298) мощность верхнесенонских отложений преувеличена, а М. Качарава (190) преуменьшена. В действительности надо считать до 400—500 м.

Детальный восходящий разрез верхнемеловых отложений района с. Кавтисхеви дан М. Варенцовым (71):

«1. Известняки и мергели красные, розовые, серые и светлозеленые, с прослоями зеленых глин и туфогенных песчаников и розовых кремней. Фауна и микрофауна*) верхнего турона. Мощность . . . . . 150 м.

2. Выше — мергели и известняки светлосерые, светлозеленые, плитчато-слоистые, литографского типа. В нижней части — розовые мергели. Микрофауна нижнего сенона. Мощность около . . . . . 100 м

*) Здесь и ниже списки фауны автором не приведены (П. Г.).

3. Известняки светлосерые и серые, зернистые, массивные, с прослоями светлосерых мергелей, грубозернистых песчаников и конгломератов. В основании конгломерата — фауна и микрофауна. Верхний сантон — кампан. Мощность . . . . . 40 м

4. Выше известняки и мергели светлосерые и светлозеленые, слоистые, мелоподобные, с прослоями розовых и серых песчанистых известняков. Фауна и микрофауна верхнего кампана. Мощность . . . . . 100 м

5. Выше — известняки белые и светлосерые, с прослоями глин и мергелей такого же цвета, песчаников грубозернистых, переходящих в микроконгломераты и конгломераты. Фауна и микрофауна (орбитоиды) верхнего сенона — маастрихта. Мощность . . . . . 200 м

6. Выше — мергели и глины светлосерые и светлозеленые, с прослоями песчаников серых, кварцевых и песчанистых известняков. В нижней части прослой конгломерата. Фауна и микрофауна, характерные для сенона — маастрихта. Мощность около . . . . . 90 м

7. Выше — красноцветная свита — красные, розовые и светлосерые глины и мергели, с мелкими ежами с богатой микрофауной, характерной для датского яруса. Мощность . . . . . 30 м

8. Еще выше — глины светлозеленые и голубые, с прослоями мергелей, с богатой микрофауной палеоцен-датского яруса (переходные слои). Мощность . . . . . 40 м

9. В самом верху разреза — красноцветные и пестроцветные глины, с богатой микрофауной палеоцена. На описанных красноцветных слоях палеоцена — мощностью в 200 м., с резким несогласием трансгрессивно залегает мощная толща пород туфогенной свиты».

Отложения в 150 м мощностью, относимые М. Варенцовым целиком к верхнему турону, по нашим наблюдениям, в свою очередь подразделяются на два горизонта: нижний и верхний. К нижнему относятся светлозеленые и серые, более тонкослоистые мергели и мергелистые известняки с прослоями зеленых глин и туфопесчаников, в которых (в Тедзамском ущелье) найдены нижнетуронские *In. labiatus* Schl.

В Кавтисхевском же районе (по правой стороне реки) под мергелями совершенно согласно залегают вулканогенные породы турона. Верхний горизонт, сложенный известковистыми мергелями и мергелями красного и розового, реже, светозеленого и светлосерого цвета, с прослоями розовых и красных кремней, содержащими характерную фауну *In. Sclönbachi*, по аналогии с соседними районами (Цителкалаки) его совершенно естественно отнести к верхнему турону.

Мощность первого горизонта (нижнего турона) в среднем 100—120 м, а второго (верхнего турона) — 30—50 м.

Из вышеизложенного явствует, что в Кавтисхевском районе верхнемеловые отложения представлены всеми ярусами турона и сенона без заметного перерыва между ними.

Отложения верхнего мела Цителкалакского района исследованы В. Ренгартеном (298), М. Варенцовым (71), А. Цагарели (375) и др.

Следует заметить, что разрез, данный В. Ренгартеным, не доведен до конца и, видимо, составлен в том месте где верхние горизонты мела отсутствуют. Во-вторых, его первые два горизонта (коньякский и сантонский туфогенных песчаников и туфобрекчий и розовых известняков с прослоями зеленоватых мергелей), согласно найденным в них (недалеко от этого разреза, в ущельи р. Тедзами) *In. labiatus* и *In. hercynicus*—туронского возраста. Выпадение в разрезе нижнего сенона можно объяснить или трансгрессией верхнего сенона — кампанского яруса (Цагарели, Варенцов) — или же тектоникой. По моим данным, здесь проходит продолжение Дзегвинско-Кавтисхевского надвига.

Для ознакомления с данными М. Варенцова (71), приводим разрез, составленный им у восточной окраины с. Ахалкалаки и возле с. Эртацминда и Ахалцихе:

«1. Песчаники зеленовато-бурые и зеленые, глауконитовые, с прослоями зеленых и бурых мергелей, афанитовых известняков, кремнистых, туфогенных песчаников, туфов и вулканического пепла, с фауной сеномана (она была приведена нами выше при описании вулканогенной толщи мела. П. Г.).

2. Выше—мергели и песчаники зеленые, глауконитовые, с прослоями красных кремней, туфов и зеленовато-серых глин с микрофауной нижнего турона. Мощность . . . . . 30 м

3. Выше — известняки и мергели кирпичнокрасные, розовые и зеленовато-серые, с частыми прослоями кремней, с фауной верхнего турона. Мощность 50 м

На стр. 382 автором указаны следующие формы —*Inoceramus Schlönbachi Böhm Globotruncana linnei* d'Orb., *Anomalina sp*, *Reussia sp.*

«4. Выше — мергели и известняки светлосерые и светлозеленые, плитчатые, с редкими прослоями зеленовато-серых глин с микрофауной нижнего сенона. Мощность около . . . . . 10 м

5. Известняки и мергели светлосерые и белые, массивные, толстослоистые, зернистые и в отдельных пластах мелоподобные, с прослоями розовых известняков, зеленовато-серых глин, серых песчаников и грубозернистых песчанистых известняков, с фауной верхнего сенона-кампана. Мощность 400 м „

На стр. 386 автором отмечены следующие формы: *Inoceramus balticus* Böhm., *In. regularis* d'Orb., *In. sarumensis* W., *In. inconstans* W., *Echinocorys gibbus* Lam.

В основании этой свиты пласт конгломерата.

6. Выше — известняки и мергели серые и желтовато-серые, с прослоями песчаников мелкозернистых и конгломератов из галек порфиритов, кремней и туфов, желтых и розовых известняков и мергелей, кварца и гранита. Мощность . . . . . 100 м.

Фауна—*Belemnitella mucronata Schl.*, *Inoceramus balticus* Böhm.

Микрофауна характерна для верхнего сенон—маастрихта.

7. Выше глины мергелистые и мергели серые и светлозеленые с прослоями известняков и песчаников. Микрофауна характерна для датского яруса. Мощность около . . . . . 20 м

8. Еще выше—красноватая свита—глина с прослоями мергелей, краснобурых, розовых, с богатой микрофауной палеоцена — датского яруса. Мощность около . . . . . 30 м

9. В самом верху разреза — туфогенная толща среднего эоцена, залегающая на нижележащих породах верхнего мела несогласно.»

Из разреза ясно видно, что и здесь верхний мел представлен полностью. Отмеченный М. Варенцовым пласт конгломерата с гальками вулканогенных пород и, что особенно важно, гранита, явно указывает на какое то несогласие. Конгломератовый пласт мощностью от 1 до 4 м наблюдался и мною в мощной толще известняков сенона, в нескольких пунктах к югу и к юго-западу от с. Носте, но гранитных галек в нем мною не было обнаружено. Видимо, этот пласт конгломерата не соответствует таковому М. Варенцова, тем более, что он залегает не в основании мощной (400 м) толщи известняков, как это отмечается М. Варенцовым, а в более верхних ее частях.

Мощная толща мергелей и известняков расчленяется мною на две свиты: нижнюю подконгломератовую свиту мощностью около 350—400 м и верхнюю надконгломератовую свиту мощностью около 150—200 м.

Таким образом, согласно моим исследованиям (102) общий разрез карбонатной толщи верхнего мела в районах Кавтисхеви и Цителкалаки и в ущелье р. Тедзами представлен следующими литолого-стратиграфическими горизонтами:

1. Турон — тонкослоистые мергели и мергелистые известняки с туфогенными прослоями в нижних горизонтах и слоистые известняки и известковистые мергели красного, розового, светлосерого и беловатого цветов со стяжениями кремня красного цвета в верхних горизонтах общей мощностью около 200—250 м.

Нижняя часть турона, содержащая в большом количестве *In. labiatus*, *In. hercynicus* по простиранию часто замещается туфопесчаными породами *n. hercynicus* по простиранию часто замещается туфопесчаными породами вулканогенной толщи, а верхняя часть с *In. Schlönbachi* — зеленовато-серыми и беловатого цвета слоистыми известняками, в которых красные и розовые известняки со стяжениями кремня отсутствуют.

2. Коньяк, сантон и кампан — чередующиеся литографского типа слоистые мергели и известняки бледнозеленого и бледножелтовато-белого цвета, в нижней части и более толстослоистые известняки и известковистые мергели серовато-белого цвета в верхней части; общая мощность около 200—250 м.

В этих отложениях найдены: *Inoceramus* cf. *convexus* Meen., *In. balticus* Böhm., *In. sarumensis* W., *In. inconstans* W., *Echinocorys gibbus* Lam. *var. semiglobosa* Lamb., *Ech. ovatus* L.

3. Маастрихт (надконгломератовая свита) — бледносерые и желтовато-белые толстослоистые песчанистые известняки с прослоями грубослои-

стых известняков в средней части и беловато-желтого цвета слоистых известковистых песчаников и мергелей в верхней; общая мощность около 150—200 м. В этих отложениях встречаются крупные иноцерамы. По данным М. Варенцова (71) найдены: *Inoceramus balticus* Böhm., *Belemnitella mucronata* L., *Stegaster altus* Sen., *Ornitaster Anthulai* Lamb., *Galeaster Seunesi B.* Им же приведен большой список микрофауны маастрихтского возраста.

4. Датский ярус — нижний палеоцен (красноцветная свита) — пестроцветные глины, мергели и реже известковистые мергели общей мощностью от 40 до 80 м с характерной окраской пород от светлосерого и светлорозового до яркокрасного цвета с преобладанием красных тонов.

Эта свита очень бедна макрофауной, (лишь в нижних горизонтах ее М. Варенцовым найдены морские ежи: *Pseudooffaster Renngarteni* Schm., *Coraster Vilanovae* Cotteau), но очень богата микрофауной, общий список которой приводится ниже.

Для общей характеристики красноцветной свиты даем описание отложений участка с. Цхавери (к югу от Цителкалаки), где наблюдается следующий восходящий разрез, включая и отложения маастрихта:

1. Желтоватого цвета песчанистые и конгломератовые известняки.
2. Белые, тонкослоистые известняки с иноцерамами. Они обнажены в виде карниза высотой около 150 м. Мощность . . . . 150—160 м
3. Беловато-желтоватые слоистые известковые песчаники (строительный камень). Элементы залегания ЮВ 160—170° < 8—10°. В них встречаются плохой сохранности пелециподы. Мощность . . . . 40—50 м
4. Выше, в самом селении начинается чередование слоистых коричневато-красноватых глинистых мергелей и глин со светлосерыми мергелями, глинистыми мергелями и глинами. Мощность . . . . 60—80 м

Из самого верхнего мергелисто-глинистого пласта темнокрасного цвета образец породы согласно М. Качарава, содержит следующие формы: *Bolivina plaita* Carsey, *Spiroplectamina carinata* Subb., *Gyroidina* aff. *caucasica* Subb., *Haplophragmoides* ex gr. *glomerata* H. B. Brady, *Bulimina* ex gr. *inflata* Sequensa, *Discorbis allomorphinoides* Reuss, *Anomalina grosserugosa* d' Orb., *Clavulina sp.*, *Cristellaria sp.*, *Nodosaria sp.*, *Dentalina sp.*, *Pleurotomella sp.*, *Pullenia sp.*, *Bolivina sp.*, *Eponides sp.*, *Gyroidina sp.*, *Cibicides sp.*

5. Еще выше, — коричневатые (в низах) и сероватые (в верхних горизонтах) туфопесчаники среднего эоцена.

Из Цителкалакского района верхнемеловые отложения непрерывно продолжаются на запад в ущелье р. Тедзами до района с. Ркона включительно. В с. Ркона замечается выпадение конгломератов и вследствие этого нет возможности выделить здесь свиты подконгломератовых и надконгломератовых известняков; исчезают также красные мергели и известняки со стяжениями кремня и, наконец, мощность сероватых тонкослоистых мергелей и мергелистых известняков заметно уменьшается; лишь местами, в переходных слоях, наблюдаются пласты красных известняков с незначительными стяжениями кремня.

Однако, красноцветная свита остается очень выдержанной. Она непрерывной полосой тянется от Дзегвинского района до с. Ркона. Она снова

появляется в полосе надвига, в районах селений: Саболиа, Ткемала, Самочала, Гаргари и др., где наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Слоистые, сильно дислоцированные известняки белого и светлосерого цвета в несколько сот метров мощности.
2. Яркокрасные, коричневатые и сероватые тонкослоистые известеняки, мергели и глины, чередующиеся между собой. В нижних горизонтах преобладают мергелистые известняки, а в верхних — мергели и глины. Мощность 60 м.
3. На красноцветную свиту, без углового несогласия, налегают флишевые отложения мергелистых глин и нуммулитовых кварцевых песчаников нижнего эоцена.

Надвинутые с юга на север известняки и красноцветная свита прослеживаются далеко на запад до Арджеванского хребта, где под известняками появляется уже узкая полоса вулканогенных пород мела, непосредственно налегающих (тектонически) на среднеэоценовые туфобрекчии. Разрез меловых отложений этого района по падению следующий:

1. Непосредственно над вулканогенными породами мела развиты тонкослоистые и окремненные серовато-зеленые мергели, в нижних горизонтах которых наблюдается переслаивание мергелей, зеленых туфопесчаников и аржиллитов. Мощность около . . . . . 50—60 м
2. Слоистые сильно дислоцированные (собранные в мелкие складки) известняки беловатого и бледносерого цвета с редкими иноцерамами плохой сохранности. Мощность около . . . . . 400 м
3. Красноцветная свита мергелей и глин. Мощность . . . 50 м
4. Карбонатные глины и нуммулитовые известковистые кварцевые песчаники флиша нижнего эоцена

К северу от г. Арджеван, в истоках р. Тедзами выходы верхнемеловых отложений погружаются под третичные отложения. Поэтому возвращаемся к северным частям Триалетского хребта. В Горийском районе верхнемеловые образования обнажаются близ с. Горисджвари и на горе Бурети, где над фиолетовыми, коричневыми и темносерыми массивными туфобрекчиями среднего мела залегают тонкослоистые мергели небольшой мощности с In. *labiatus Schl.* а выше них — слоистые беловатые известняки также небольшой мощности. Известняки эти вследствие несогласного залегания на них среднего эоцена обнажаются в виде изолированных клочков, которые С. Кузнецовым (216, 217) рассматривались как «тектонобрекчии». Среднемеловая вулканогенная толща им ошибочно была принята за средний эоцен. Точный возраст вышележащих известняков не может быть выяснен из-за отсутствия ископаемой фауны. Однако, стратиграфическое их положение и непосредственная связь с туронскими и нижнесенонскими отложениями района с. Грели, говорят в пользу их туронского и частично нижнесенонского возраста.

Из Горисджвари верхнемеловая карбонатная толща непосредственно продолжается на запад в район с. Грели, где она также залегает на вулка-

ногенной толще среднего мела, детальный разрез которой был описан нами выше (см. стр. 99).

Нижние горизонты этих известняков (около 125 м) М. Варенцов (71) относит к нижнему сенону и кампану, но ниже он делает заключение: «Таким образом, здесь мы видим, что туфогенная толща сеномана-альба перекрывается несогласно, трансгрессивно более молодыми верхнесеноманскими известняками».

Нам такой вывод непонятен, так как конгломератовый пласт здесь залегает над нижним туроном и, по данным самого М. Варенцова, выше развиты нижнесенонские и кампанские известняки; в таком случае несогласие нужно видеть между туроном и нижним сеноном. К сожалению, М. Варенцовым здесь не доказан нижнесенонский и кампанский возраст литографского типа известняков. Подобные известняки в Цителкалакском районе относятся к верхнему турону и частично к коньяку и в таком случае, несогласное залегание здесь следует проводить между нижним и верхним туроном, но не между сеноманом и верхним сеноном. Для окончательного решения вопроса, по моему мнению, необходимы дополнительные наблюдения.

Здесь мощность всей карбонатной толщи верхнего мела равна только 120 м, причем отсутствует пестроцветная свита. Это последнее явление, по моим наблюдениям, вызвано трансгрессией нижнего палеогена.

В ущелье р. Хведурети выходы карбонатной толщи мела имеются в двух районах: на южном крыле Горийско-Хведуретской антиклинали и на северном крыле Сацхенисской антиклинали.

В первом районе, по данным М. Варенцова, выше вулканогенной толщи среднего мела имеется следующий восходящий разрез:

1. Толща яркокрасных мергелей и туфогенных песчаников с прослоями серых грубозернистых песчаников, вулканического пепла, заленевато-серого и желтосерого мергеля, с фауной нижнего турона *Inoceramus hercynicus* Petr., *Inoceramus labiatus* Schl. Азимут падения ЮВ 160° ∠10°. Мощность около 170 м
2. Выше — известняки и мергели красные, темнокрасные и розовые, плитчатые (верхний турон). Азимут падения ЮЗ 230° ∠ 25—30°. Мощность 30 м. Известняки эти сильно перемяты и образуют мелкую складчатость.
3. Выше — мергели и известняки светлосерые, плитчатые, литографского типа, с фауной Inoceramus плохой сохранности (нижний сенон). Азимут падения ЮВ 160° ∠40°. Мощность около . . . . . 5 м
4. Выше — конгломерат с крупными гальками и глыбами известняков и мергелей зеленовато-серых, красных, розовых кремней и темных порфиритов. Верхний сенон. Мощность . . . . . 5 м

Такие же конгломераты по наблюдениям М. Варенцова, в других пунктах залегают на нижнетуранских мергелях и на нижнесенонских известняках.

5. Выше — мергели и известняки светлозеленые и светлосерые, слоистые, с прослоями глин серого цвета, с фауной *Inoceramus balticus* Böhm. (верхний сенон-кампан). В этих известняках наблюдаются небольшие синклинальная и антиклинальная складки. Аз. падения ЮВ 160° ∠30°. Мощность 15—50 м

6. Выше — глина мергелистая, крепкая, светлозеленая и светлосерая, с прослоями светлосерых мергелей, с микрофауной, характерной для маастрихтского яруса. Азимут падения ЮВ 160° <15—25°. Мощность около 50

Эти последние горизонты М. Варенцов относит к верхам верхнего мела—датскому ярусу и маастрихту. При этом он отмечает, что «нижняя часть этого слоя в данном пункте не обнажена. В других же, близлежащих обнажениях на том же правом берегу р. Хведурети, у северной окраины с. Хеоба (Земо-Хведурети) и восточнее последнего, в основании толщи этого слоя залегает мощный пласт конгломерата (3 м) из крупных галек и глыб, мергелей и известняков с фауной нижнего турона, песчаников зеленых и порфиритов темносерых «(альба)».

7. Глина темнокрасная и красно-бурая, известковистая, крепкая, местами переходящая в мергели. В верхней части содержится микрофауна, характерная для палеоцена. Эта толща является аналогом красноцветной свиты. Мощность . . . . . 10 м

8. Выше стратиграфически — пласт конгломерата глинистого с гальками и слабоокатанными кусками порфиритов, туфогенных песчаников и известняков. Мощность около . . . . . 2 м

9. В самых верхах разреза — мощная толща туфогенных песчаников темносерых и зеленовато-серых, мелко- и грубозернистых, с прослоями темно-красного и розового туффита и зеленовато-серого аржиллита. Мощность около . . . . . 200 м

Азимут падения ЮВ 170° <15—20°".

Эти туфогенные слои М. Варенцов относит к нижнему эоцену.

На основании вышеприведенного разреза можно заключить, что в этой части ущелья р. Хведурети верхнемеловая карбонатная толща представлена всеми литолого-стратиграфическими горизонтами и ярусами верхнего мела Цителкалакского района, только в уменьшенных мощностях. Кроме того, и здесь наблюдаются несогласия: между сантоном и кампаном и между кампаном а маастрихтом, или возможно, в самом маастрихте.

На северном крыле Сацхенисской антиклинали, по наблюдениям М. Варенцова (71), в отличие от разреза ущельи р. Хведурети, несогласия наблюдаются между нижним и верхним туроном, между кампаном и маастрихтом и между маастрихтом и пестроцветной свитой. Кроме того, бросается в глаза обилие конгломератовых пластов. М. Варенцовым в вышеприведенном разрезе указаны три горизонта конгломерата и по моим наблюдениям там насчитывается даже 7 внутриформационных пластов конгломерата.

Необходимо отметить, что точный возраст как конгломератов, так и выделенных горизонтов, за исключением нижнего турона, из-за отсутствия фауны нельзя считать установленным. В них мною была найдена лишь плохой сохранности неопределимая фауна. Требуются дополнительные наблюдения.

Западнее с. Земо-Хведурети, на восточном склоне г. Клду, по М. Варенцову наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Мергели и известняки криптозернистые, афанитовые, желтовато-серые и светлосерые, плотные, плитчатые. В верхней части пласта проходит несколько прослоев глины светлосерой, слабоизвестковистой, мощностью 0,3—0,4 м с фауной *Inoceramus Lamarki* Parc., *In. labiatus* Schl. Мощность около . . . . . 100 м
2. Выше — песчаники зеленовато-серые, глауконитовые, мелкозернистые, местами плитчатые. Мощность . . . . . 10 м
3. Мергели светлосерые, местами сильно песчанистые. Мощность . 37 м
4. Песчаники зеленовато-серые, глауконитовые, средне-зернистые, глинистые. Мощность . . . . . 1,5 м
5. Мергель светлосерый, плотный, песчанистый. Мощность . . 1.5 м
6. Глина желтовато-бурая, плотная. Мощность . . . 1,5 м
7. Мергели серые, плотные, плитчато-слоистые, с включениями пирита и с отпечатками *Inoceramus sp* Мощность . . . . 80 м
8. Мергели серые и светлосерые, песчанистые, с прослоями песчанистых глин и отдельных мелкозернистых песчаников. В мергелях *Inoceramus hercynicus* Petr, *Inoceramus labiatus* Schl. с раздавленными раковинами *Belemnites sp.* и др. и отпечатками неопредлимых аммонитов. Мощность . . . . . 35 м

Эта толща относится мною (100) к тонкослоистой мергелистой свите нижнего турона. Здесь, в отличие от других районов, верхние горизонты толщи содержат песчанистые прослои и вообще вся свита, общей мощностью до 230 м, более песчаниста.

„9. Выше этой свиты, местами совершенно согласно залегают красные известняки перекрытые часто делювием".

По стратиграфическому положению этот горизонт соответствует верхнему турону. Отсутствующие здесь вышележащие отложения верхнего мела, обнажаются западнее с. Летети.

«10. Мергели и известняки светлосерые и светлозеленые, плитчато-слоистые, с пластами глины голубовато-серой, с прослоями розового известняка. В известняках прослои и линзы кремней молочного, светлосерого и черного цвета. Содержится фауна *Inoceramus balticus* Böhm., крупные ежи *Echinocorys ovatus* Lesce, дающие возможность отнести их к кампану. Азимут падения ЮЗ 220° < 350°. Мощность . . . . . 75 м

11. Прослои конгломерата с гальками известняков и мергелей из нижележащих горизонтов верхнего мела. Азимут падения СЗ 270—280° < 45° Залегание на нижележащей толще резко несогласное.

12. Выше—глина мергелистая, светлосерая и светлозеленая, крепкая с прослоями серых мергелей. В глинах обилие микрофауны, характерной для верхнего маастрихта, а также мелкие ежи — в нижней части. *Ornithaster anthulai B.*, *Coraster cf. Vilanovae* Cotteau. Мощность . . . 50 м

13. Выше стратиграфически—пласт конгломерата из крупных и мелких галек верхнемеловых известняков и мергелей светлосерых, светлозеленых, красных и розовых. Пласт местами разделяется на два прослоя по 0,2 м, разделенных светлосерой мергелистой глиной. Общая мощность . . 2 м

14. Красноцветная толща глин мергелистых, вишневокрасных и темнокрасных, с прослоями зеленоватых песчаников с микрофауной. Мощность около . 20 м

Низы палеоцена—датский ярус. Красноцветная свита залегает на нижележащих слоях с угловым несогласием. В красноцветной толще азимут падения СЗ 300° <35°, а в кровле нижележащего слоя азимут падения ЮЗ 260° <45°.

15. На этой толще с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании залегают среднеэоценовые отложения туфогенной свиты".

Как видно из вышеприведенного разреза и здесь в верхнемеловых отложениях, по М. Варенцову, наблюдаются три несогласия: под кампаном, под верхним маастрихтом и под датским ярусом.

Отсюда верхнемеловые отложения продолжаются в район с. Имерхеви и Згудери (в ущельи р. Имер-хеви).

Общая мощность всей карбонатной свиты около 300 м, из коих большая часть (200 м) приходится на турон, а меньшая (около 100 м) на весь сенон. Мощность красноцветной свиты равна 50 м. Здесь четко выделяются четыре литологических горизонта, переходящие согласно один в другой: тонкослоистые мергели нижнего турона; красные известняки и мергели с прослоями и линзами красного кремня — верхний турон; известково-мергелистая свита сенона и, наконец, красноцветная свита дата—нижнего палеоцена. В отличие от Цителкалакского и других вышеупомянутых районов, здесь сенон имеет меньшую мощность и на яурусы не подразделяется.

Небольшой изолированный выход верхнемеловых отложений имеется близ с. Гвердзинети, где обнажены самые верхние горизонты белых известняков и мергелей сенона и красноцветная свита, мощностью около 10 м. На них несогласно залегает туфогенная свита эоцена.

В ущельи р. Ткемлана, в районе с. Козмани в северном крыле опрокинутой на север антиклинальной складки, по М. Варенцову (71) имеется следующий разрез верхнемеловой карбонатной свиты:

„1. Над вулканогенной толщей мела залегают тонкослоистые и плитчатослоистые темносерые глинистые мергели, переполненные нижнетуронскими *Inoceramus labiatus* Shl. Этот горизонт на северном крыле антиклинали плохо обнажен (большей частью он покрыт делювием и М. Варенцовым пропущен в разрезе. П. Г.).

„2. Выше—непосредственно на тонкослоистой мергелистой свите залегает толща красных и розовых известняков с прослоями глины краснобурой. В известняках макрофауна—*Inoceramus cf. Schlönbachi Böhm.* в глинах микрофауна *Globotruncana linnaeana* d'Orb., *Anomalina sp.*, *Reussia sp.* и др. верхний турон". (Мощность не может быть точно измерена из-за наличия многочисленных мелких складок и нарушений, наблюдаемых во всей карбонатной свите. П. Г.).

„3. Известняки и мергели светлосерые и светлозеленые литографского типа, с линзами белого кремня, в нижней части с прослоями светлосерой, розовой и красной глины. В мергелях фауна—*Inoceramus convexus* Meek.. В глинах микрофауна *Globotruncana arca* Cushm., *Gümbelina globulosa* Ehr. и др. формы (нижний сенон).

4. Мергели и глины мергелистые, светлозеленые и светлосерые, слоистые, с богатой микрофауной верхнего сенона: *Gümbelina globulosa* Ehr., *Pseudo-*

Textularia elegans Rz., *Globotruncana arca* Cushm., *Glob. rosetta* Cars., *Glob. Stuarti* Lam. и др. (верхний сенон). Замечается небольшое несогласие в залегании этой толщи на нижележащей.

5. Глины розовые и красно-бурые, известковистые, с микрофауной. Чередование пластов мергелей и известняков, глины светлосерой и светло-зеленой окраски с прослоями розовых и красно-бурых глин и мергелей, с богатой микрофауной. Азимут падения СЗ 320° ∠60°. Мощность 50 м. (В этом горизонте мною (100) найдены верхнесеионские *Ovulaster Zignoi* d' Orb. П. Г.).

6. Выше—краеноцветная глинистая толща. Мощность . . 30 м. Датский ярус—палеоцен.

7. Еще выше—пестроцветный горизонт нижнего эоцена. Аржиллиты пестроцветные (зеленые, голубовато-серые, темносерые и вишнево-красные) и глины такой же окраски, с прослоями зеленовато-серых туфогенных песчаников мелкозернистых. Богатая микрофауна нижнего эоцена. Азимут падения СЗ 320°∠30°.

Залегание несогласное на нижележащих отложениях. Мощность 50 м".

(По моим (100) наблюдениям, в северном крыле указанной складки проходит взбросо-надвиг небольшой амплитуды и указанное М. Варенцовым несогласие не наблюдается, в сводовой же части, несогласное залегание туфопесчанной свиты эоцена очень ясно выражено. П. Г.).

«8. В самом верху разреза—продолжается толща аржилитов, туффитов и туфогенных песчаников, зеленовато-серых, темносерых с прослоями глины такой же окраски. Богатая микрофауна среднего эоцена. Мощность около. . . . . 200 м

Общая мощность всей толщи, по грубым подсчетам, не меньше 300 м.

Как видим, здесь можно выделить только три свиты: 1) тонкослоистых мергелей нижнего турона; 2) слоистых известняков и мергелей верхнего турона и сенона и 3) красноцветных мергелей и глин — датского яруса и нижнего палеоцена. Этим можно закончить описание верхнемелового карбонатной толщи северной и центральной частей Триалетского хребта.

В южной части Триалетского хребта верхнемеловые отложения выходят в двух районах: в районе с. Гумбати и г. Чобарети. Общее описание этих отложений нами дано выше (стр. 195, 196).

В первом районе, в южном крыле Гумбатской антиклинальной складки присутствие карбонатной свиты я допускаю по наличию здесь в делювии кусков и глыб известняков и мергелей. Залегающая под флишевыми отложениями красноцветная свита, мощностью около 30 м, согласно приведенной ниже микрофауне датируется палеоценом (зона *Cloborotalia* ex. gr. *caranien-sis*); остается невыясненным вопрос, синхронична ли эта свита с красноцветной свитой северной и центральной частей Аджаро-Триалетского хребта или она является более молодой, трансгрессивно перекрывающей как меловые отложения, так и красноцветную свиту датского яруса и нижнего палеоцена. Второе предположение мне кажется более правильным, так как

красноцветная свита других районов всегда содержит смешанную микрофауну датского яруса и нижнего палеоцена, а здесь встречаются только палеоценовые формы. Эта свита совершенно согласно переходит во флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена. Найденная в ней микрофауна, по определению М. Качарава, представлена следующими видами: *Globorotalia crassata* (Cushman), *Glob. crassata* (Cushm.) var. *densa* (Cushm.), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Glob. pseudobulloides* Pl., *Glob. triloculinoides* Pl., *Cibicides* cf. *penlucidus* Nat., *Eponides trümpyi* Nut., *Arenobulivina presli* (Reuss), *Verneuilina bronni R.*, *Clavulina* aff. *parisiensis* d'Orb.

В южном крыле складки красноцветная свита отсутствует и между флишевыми отложениями и вулканогенными образованиями мела, как уже упоминалось, залегает свита известняков, в основании розовых, с фауной *Inoceramus* ex. gr. *Cuvieri* Som. (турон), и тонкослоистых мергелей, повидимому, сенона, общей мощностью в 60 м. Подобные известняки описаны П. Желтовым (210) в районах с. с. Тарсони и Хачкой, но фауна в них им не обнаружена.

В районе г. Чобарети выходы верхнемеловой карбонатной толщи имеются в обоих крыльях антиклинальной складки. На северном крыле она представлена тонкослоистыми и мраморизованными известняками белого и розового цвета, общей мощностью от 5 до 25 м и по найденной фауне *Phynchonella flustracea* Schl. и *Echinoconus* cf. *Wellemani* Lamb. относится к маастрихту и датскому ярусу. Другие ярусы верхнего мела представлены вулканогенными породами, в верхних горизонтах которых залегают розовые известняки и мергелистые известняки.

На южном крыле антиклинали к юго-востоку от г. Чарели, на левом склоне небольшого оврага, под лавами Ахалкалакского плато обнажаются зеленовато-белые тонкослоистые известняки литографского типа со стяжениями кремня и такого же цвета мергели. Часто между слоями известняков наблюдаются очень тонкие прослойки глинисто-песчанистых мергелей. Мощность всей обнаженной пачки известняков и мергелей не превышает 30 м. Падение их СЗ 325 60—65° (опрокинуты на юг). Непосредственного контакта известняков с обнажающейся поблизости вулканогенной толщей мела, не наблюдается. Фауны хорошей сохранности не обнаружено, что затрудняет определение возраста, но, литологическое сходство с нижнесенонским литографского типа известняками, дает некоторое основание отнести их также к нижнему сенону.

Таким образом на основании вышеприведенных данных определенно можно сказать, что верхнемеловые карбонатные отложения южной периферии Триалетского хребта отличаются от верхнемеловых образований других его областей. Здесь не выделяются нижнетуронская тонкослоистая мергелистая свита, верхнетуронская и нижнесенонская мергелисто-известковистая

свита, верхнесенонская (за исключением маастрихтского и частично датского яруса) свита и, наконец, пестроцветная свита. Как отмечалось выше, взамен первых двух свит полностью и третьей частично, здесь развиты вулканогенные образования, в верхних горизонтах которых появляются отдельные пачки и линзы маломощных известняков и мергелей. Отсутствие пестроцветной свиты скорее всего вызвано нижнеэоценовой трансгрессией.

На Ахалцихско-Имеретинском хребте верхнемеловые карбонатные отложения пользуются меньшим развитием и слабо изучены. Их можно разбить только на две литологические свиты: известняково-мергелистую (турон-сенон) и мергелисто-глинистую красноцветную (датский ярус—палеоцен).

Эти отложения выходят в виде изолированных друг от друга отдельных полос, самой большой из которых является Нунисско-Сахварская полоса, выдвинутая на поверхность крупным надвигом. Крайний восточный выход верхнемеловых известняков этой полосы имеется к югу от с. Нуниси на северном склоне хребта Дедабера. Первые признаки их наличия можно видеть в районе с. Квишхети, где в осыпях часто встречаются крупные глыбы красных известняков с иноцерамами плохой сохранности.

В с. Нуниси выход верхнемеловых известняков представлен розовыми и белыми сильно дислоцированными мергелистыми известняками и мергелями общей мощностью около 30 м. Они непосредственно (тектонически) залегают на верхнеэоценовых глинисто-песчанистых отложениях и несогласно перекрыты туфогенными образованиями эоцена. Пестроцветной свиты здесь не видно. В западном направлении выходы верхнемеловой карбонатной толщи, постепенно расширяясь, непрерывно продолжаются в сторону района Сахвлари (истоки р. Бжолис-хеви), эта толща достигает максимума своего развития (урочище Тба).

Карбонатная свита в этом районе (севернее г. Ломис-мта и уроч. Тба) представлена однообразными литографского типа известняками и мергелями мощностью до 1 километра и своим белым цветом резко выделяется на фоне темных пород палеогена. На севере она надвинута на среднеэоценовые вулканогенные отложения и совершенно согласно перекрыта красноцветной свитой. В свите очень сильно развита мелкая складчатость. В известняках часты прослои бледнозеленых мергелей и мергелистых глин незначительной мощности, причем в верхних горизонтах наблюдается обогащение свиты мергелями. В некоторых районах, в нижних горизонтах известняков выделяются красные и розовые разности с кремнями такого же цвета.

Вышележащая красноцветная свита хорошо развита в районе г. Ломис-Мта, откуда широкой полосой тянется на запад в район урочища Тба и далее к истокам р. р. Сакраула, Ларчвела и Ханис-цхали. Особо широким

развитием она пользуется в районе урочища Тба, где согласно залегает на верхнемеловых известняках и также совершенно постепенно переходит во флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена. Видимо это послужило основанием для Б. Мефферта (251, 257) отрицать трансгессивное залегание палеоцен-нижнеэоценовых отложений на меловых по всему Аджаро-Триалетскому хребту.

Литологически красноцветная свита в этом районе представлена чередованием красновато-зеленых слоистых известняков и мергелей со слоистыми же красными, коричневыми, зелеными или темносерыми (порой почти черными) глинистыми мергелями, глинами и глинистыми песчаниками. При этом, в нижних горизонтах преобладают известняки и мергели, а в верхних — мергелистые глины, глины и глинистые песчаники. Мощность всей красноцветной свиты превышает 120 м. В этих отложениях так же наблюдается мелкая складчатость и в сводовых частях антиклинальных складок часто выступают известняки верхнего мела.

Самый крайний западный выход верхнемеловых отложений этой полосы имеется в ущелье реки Ханис-цхали (109), где они представлены слоистыми белыми со слегка зеленоватым и розовым оттенком известняками и тонкослоистыми мергелями, обнажающимися в ядре опрокинутой и надвинутой на север антиклинальной складки. Мощность обнаженной части не превышает 50 м.

Все это ущелье покрыто густым лесом и полного разреза отложений не видно, но все же можно заметить, что известняки выше совершенно *согласно переходят в мощную толщу глинисто-мергелистых пород* красноцветной свиты, а эти последние—во флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена. Красноцветная свита здесь хороших разрезов не дает, но она прекрасно обнажается в районе г. Дид-Гора в характерных для нее фациях красных мергелей и глин. Здесь она также согласно переходит во флишевые отложения палеоцена — нижнего эоцена.

Несмотря на то, что обнаруженная во многих пунктах в известняках фауна иноцерамов плохой сохранности осталась неопределенной, а в красноцветной свите микрофауна не изучена, по аналогии с восточными частями Триалетского хребта, известняковую свиту с достоверностью можно отнести к турон-сенону, а красноцветную к датскому ярусу—нижнему палеоцену.

Выходы верхнемеловой карбонатной толщи в северной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта нами были описаны выше (см. ст. 107—109), но для полноты следует вспомнить, что в восточных частях этой полосы верхнемеловая карбонатовая толща расчленяется на четыре литолого-стратиграфических горизонта: 1) тонкослоистые мергели нижнего турона, 2) красные известняки и мергели с красными кремнями верхнего турона, 3) *белые известняки и мергели сенона* и 4) *красноцветную глинисто-мерге-*

листую свиту датского яруса и нижнего палеоцена. В более западных частях нижнетуронские тонкослоистые мергели не выделяются — они или фациально замещаются известняками и мергелями или же не обнажены. Следующие два горизонта присутствуют почти везде. Красноцветная свита, благодаря межформационными надвигами или же трансгрессии эоцена, выявляется только местами: в Багдадском и Ванском районах она представлена хорошо.

В районе с. Вани Б. Мефферт (251) различает две фации верхнемеловых отложений: фацию Рионской плиты и фацию Аджаро-Триалетской системы, разграниченные надвигом. Выходы этих отложений были осмотрены А. Джанелидзе, Н. Канделаки и мною, но указанное фациальное различие нами замечено не было. Не оказалось также и вышеупомянутого надвига. Верхний мел здесь имеет мощность в несколько сот метров и представлен мергелями и известняками, почти неотличимыми от таковых Аджаро-Триалетской системы.

В пределах Аджарии верхнемеловые отложения отмечаются многими геологами. Б. Меффертом (254) выходы их описаны в ущелье р. Кинтриш, в районе сел. Дидвана и Хуло, а В. Надирадзе (263) в районе яйлы с. Нателати (к востоку от с. Горджоми). Согласно данным Л. Бацевича (25) известняки подобные этим, часто встречаются в Артвинском районе, где они по фауне нуммулитов относятся к эоцену. По данным Н. Канделаки (109) известняки ущелья р. Кинтриш залегают в виде глыб в вулканогенной толще среднего эоцена. Известняки яйлы Нателати, залегающие линзами в верхнеэоценовых отложениях без сомнения, того же возраста.

С. Кузнецовым (215) коренные выходы верхнемеловых известняков отмечены в бассейне р. Мериси у юго-западного подножья г. Гоми. По моему представлению, известняки верхнего мела в указанном пункте должны бы залегать глубже, под мощными эоценовыми вулканогенными образованиями и вряд-ли могли быть вскрыты эрозией. Вполне возможно, что эти известняки также эоценового возраста.

Таким образом, в Аджарии обнажений верхнемеловых отложений нет, но это не значит, что эти отложения вообще отсутствуют. Не подлежат сомнению, что они здесь также широко развиты под эоценовыми вулканогенными образованиями, как в остальных частях Аджаро-Триалетского хребта, но на данной стадии развития рельефа эрозией не вскрыты.

Артвинско-Сомхитская глыба (Локский и Храмский массивы)

а) Вулканогенная толща (турон и нижний сенон)

Выше не раз указывалось, что в отличие от Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системы, на Артвинско-Сомхитской глыбе средний и верхний мел представлен отложениями иного характера, — мощными вулканогенными и карбонатными образованиями. Особенно широким развитием пользуются первые, занимающие обширную площадь Болнисского района.

Из этой мощной вулканогенной толщи нами (93, 102) охарактеризованы выше только сеноманские отложения. Остальная часть толщи, стратиграфически занимающая место между сеноманом и кампаном, литологически выражена грубослоистыми и массивными кварцевыми туфобрекчиями, туфоконгломератами и толстослоистыми кварцевыми туфопесчаниками и туфами и чередующимися с ними мощными внутриформационными кварц-порфировыми покровами. В некоторых районах с вулканогенными породами чередуются зеленовато-серые окварцованные мергели. Большею частью породы обладают зеленовато-синей, бледножелтой, темно- и светлосерой, коричневой или фиолетовой окраской.

В бассейне р. Машавера вулканогенные породы сильно окварцованы и вообще изменены. С этими измененными породами связаны рудопроявления: Чатахское железорудное, баритовые и другие, а также известное месторождение строительных полосчатых туфов Болниси и Хатис-сопели.

Внутриформационные покровы (особенно широко развитые в Чатахском районе) и более молодые дайки кварц-порфиров играют большую роль в геоморфологии района. Достигая мощности в несколько десятков метров, твердые и трудно поддающиеся выветриванию, они создают высокие и отвесные карнизы, характеризуясь прекрасно выраженной пятигранной столбчатой отдельностью.

Все породы вулканогенной толщи богаты кварцем и связаны с подводными кислыми эффузиями. В Башкичетском и Тетрицкаройском районах они носят более основной характер. В ущелье р. Кара-булах развиты порфириты, их брекчии и туфы, окрашенные в темные синевато-зеленый, фиолетовый и серый цвета.

Следует отметить, что толща петрографически очень слабо изучена. С другой стороны она бедна фауной и не поддается дробному давлению. Немногочисленные ископаемые, найденные в нижних горизонтах, позволяют отнести их к сеноману. В верхних горизонтах, в Карабулахской долине, В. Эдилашвили (392) найдены *Micraster* cf. *cor-testudinarium* Ag., указывающие на коньяк-сантонский возраст этой части толщи. Здесь же над вулканогенной толщей залегают известняки и мергели, кампанский воз-

раст которых доказан фаунистически. Таким образом, верхняя граница вулканогенной толщи Артвинско-Сомхитской глыбы, в пределах Локского и Храмского массивов, достигает кампана. Слабое проявление подводного вулканизма наблюдается и выше.

В Артвинском районе, вулканогенные образования, залегающие под верхнемеловыми карбонатными отложениями, изучены очень слабо и не датированы точно; большую часть их ошибочно относят к палеогену (26). Как выше указывалось, мною была просмотрена коллекция Л. Бацевича, в которой среди других пород имеются и зеленые кварцевые туфопесчаники, микротуфобрекчии и кварц-порфиры, макроскопически не отличающиеся от пород Чатахского района.

Микроскопически кварц-порфиры изучены Н. Схиртладзе. Образец № 0,8—15 является кварц-порфиром. Плотная микрокристаллическая основная масса богатая мельчайшими выделениями кварца и полевого шпата. Цвет основной массы серый; она в достаточном количестве содержит хлорит и магнетит. Порфировые вкрапленики представлены полевым шпатом и кварцем. Полевой шпат-альбит очень изменен и претерпевает замещение эпидотом, пелитовой массой и серицитом (средний размер зерен 0,8 × 2 мм). Кварц оплавлен по краям и основная масса со всех сторон врезывается в него. Фенокристаллы этого минерала округлые; диаметр некоторых зерен превышает 3 мм. Много хлорита и гидрата окиси железа. Хлорит большей частью вторичный и, повидимому, образовался за счет слюды и пироксена. В малом количестве встречаются магнетит и апатит. Образец № 08—16 такой же как и первый. Отличается от нее тем, что основная масса выявляет фельзитовое строение и содержит большее количество рудного минерала, представленного ильменитом и пиритом.

К сожалению, у нас нет данных о точном стратиграфическом положении вулканогенных пород Артвинского района. На основании геологических карт (225) и описания некоторых маршрутов можно полагать, что некоторая (верхняя) часть этих пород принадлежит среднему мелу. Вулканогенные породы среднемелового возраста описаны в разных районах восточной Анатолии (12, 14), что позволяет предполагать наличие их и в Артвинском районе.

Вопрос о возрасте вулканогенной толщи Храмского и Локского массивов остается не совсем ясным, так как собранная нами фауна ежей, пелеципод и гастропод неопределима из-за плохой сохранности. По стратиграфическому положению она должна быть туронского и нижнесенонского возраста. Мощность ее около 2,5 км.

b) *Карбонатная толща (верхний сенон)*

В пределах Артвинско-Сомхитской глыбы карбонатная толща верхнего мела развита на периферии Храмского массива — в районах Тетри-цкаро (частично) Башкичети и в бассейне р. Чорохи в Артвинском районе. Толща в основном представлена известняками и мергелями, но в отдельных районах замечены некоторые фациальные изменения особенно характерные для нижнего и верхнего горизонтов карбонатной толщи. Нижние горизонты почти везде представлены чередованием туфопесчаников зеленого и красного цвета, мандельштейновых туфов, мергелей и известняков; преобладают мергели и известняки. Мощность этого переходного горизонта колеблется в пределах десятка метров.

Для более детальной характеристики толщи приводим описание некоторых разрезов.

В ущелье р. Алгети на вулканогенной толще залегают (392):

1. Тонкослоистые (0,1 м) песчаники с прослоями мергелей, выше переходящие в толстослоистые песчаники, с чередованием с рассланцованными глинами и мергелями. Мощность . . . . . 8 м
2. Толстослоистые (0,5—1,5 м) среднезернистые песчаники сероватого цвета, содержащие редко прослои (0,3 м) голубоватых мергелей и глин. Мощность . . . . . 10 м
3. Голубоватые тонкослоистые (0,03—0,3 м) мергелистые известняки. Мощность . . . . . 2,5 м
4. Чередование мелкозернистых рыхлых песчаников и мергелистых известняков. Мощность . . . . . 6,5 м
5. Тонкослоистые (0,2 м) мелкозернистые мергелистые известняки типа литографского камня, с *Inoceramus sarumensis* Woods. Мощность 2
6. Тонкослоистые, крупнозернистые туфопесчаники зеленоватого и коричневатого цвета. Мощность . . . . . 8 м
7. Тонкослоистые (0,3 м) мелкозернистые мергелистые известняки. Встречаются редкие экземпляры *Inoceramus balticus* Böhm., *In. inconstans* W., *Parapachydiscus Levyi* Gross. Мощность. . . . . 200 м
8. Тонкослоистые, мелкозернистые известняки и реже мергелистые известняки, богатые *Inoceramus balticus* Böhm. В редких случаях встречаются *Parapachydiscus fresvilensis* Sh., P. (?) *incenicus* Sh., P. *Levyi Gross.*, *Anisoceras retrorsum* Sch. Последние два вида встречаются в кампанском ярусе, а первые два, более характерны для маастрихтского и кампанского ярусов. Мощность . . . . . 100 м

В этом же горизонте в районе Тетри-цхаро найдены морские ежи, из которых определены только *Cardiaster granulosus* Goldf., являющиеся более характерными для маастрихтского яруса.

9. Мелоподобные, белые или серовато-белые известняки и чередование тонкослоистых голубоватых мергелей и красноватых туфогенных песчаников и глин. Мощность . . . . . 30 м

В этом горизонте найдена многочисленная фауна ежей датского яруса—*Coraster Münieri* Seunes.

В вышеприведенном разрезе горизонты от «1» до «5» мощностью около 40 м, можно отнести к сантонскому ярусу, а горизонты от «6» до «9» включительно, мощностью около 330 м, к кампанскому, маастрихтскому и датскому ярусам.

По ущелью р. Храми удается составить следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Чередование туфогенных слоев, розовых мергелей и известняков.
2. Толстослоистые голубоватые, твердые известняки, местами содержащие конкреции белого и серого кремня. Встречаются редкие иноцерамы, брахиоподы и морские ежи плохой сохранности. Определены только некоторые иноцерамы *Inoceramus balticus* Böhm.
3. Тонкослоистые мелкозернистые известняки и мергели (литографский камень) без кремнистых конкреций. Встречаются многочисленные иноцерамы, реже обломки аммонитов, пластинчатожаберные, гастроподы и еще реже морские ежи. Все они неважной сохранности. Определен только один вид *Endocostea typica* Whetf, указывающий на кампанский ярус.
4. Известняки с остатками ежей—*Inflataster Abichi* Anth., характерных для маастрихтского яруса. Вместе с ними встречаются неопределимые иноцерамы.
5. Толстослоистые белые известняки с фораминиферами и морскими ежами—*Coraster Vilanovae* Cotteau и *Coraster Münieri* Seunes датского яруса.

Таким образом, по этим данным в ущелье р. Храми выделяются кампанский, маастрихтский и датский ярусы. Нижние горизонты, т. е. розовые известняки и мергели должны быть древнее кампанского яруса. Что касается мощностей отдельных ярусов, то они приблизительно совпадают с соответствующими мощностями разреза ущелья р. Алгети.

Карбонатная толща Храмского ущелья является юго-восточным продолжением карбонатной толщи Тетрицкаройского района, но, будучи перекрыты долеритовыми лавами, они на поверхности непосредственными выходами не связаны.

Изолированные выходы карбонатной толщи имеются также и в других районах, где можно выделить почти все вышеупомянутые ярусы верхнего мела, хотя во многих местах более высокие горизонты карбонатной толщи смыты трансгрессией среднего эоцена. Так, например, около с. Ахкалафа и Цихнари на вулканогенной толще, представленной кварц-порфирами и их брекчиями, залегают: 1. Розовые известняки и чередующиеся с ними красноватые туфогенные породы. 2. Мощная толща тонкослоистых, белых и сероватых мергелистых известняков с редкими кремнистыми конкрециями. Мощность отдельных слоев от 0,1 м до 0,3 м. Содержат много *Inoceramus balticus* Böhm., и аммонитов *Parapachydiscus Levyi* Gross., *P. cenicus* Schl. характерных для кампанского и маастрихтского ярусов.

Более высокие горизонты мела здесь отсутствуют, но в западных районах — с. с. Мамулас-сопели, Гомарети и Кейван-Булгасан (южная периферия Храмского массива) имеются аналогичные разрезы, в верхних

горизонтах которых у с. Кейван-Булгасан найдено много морских ежей из группы Coraster, что позволяет предположить здесь наличие датского яруса.

Около с. Ормашени обнажены только нижние горизонты карбонатной толщи, представленные чередованием розовых известняков, мергелей и туфогенных слоев с иноцерамами, постепенно переходящих выше в тонкослоистые серые и беловатые известняки с конкрециями кремня.

В тонкослоистых известняках найдены *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru., характерные для кампанского яруса. Отсутствие здесь более высоких горизонтов верхнего мела связано с трансгрессией среднего эоцена.

Детальный разрез верхнемеловых отложений окрестностей с. Тетрицхаро дан В. Ренгартеном (298), по данным которого здесь кампанский, маастрихтский и датский ярусы представлены чистыми карбонатными фациями, а коньякский и сантонский—смешанными вулканогенными и карбонатными фациями.

Кроме того ясно видно, что подводная вулканогенная деятельность, начавшаяся в сеномане и достигшая максимума своего развития в туроне, продолжается и в нижнем сеноне, но уже в очень ослабленном виде. Также ясно видно непрерывное накопление осадков, начиная от сеномана и кончая датским ярусов, причем в сеноне здесь отсутствуют частые регрессии, наблюдаемые в Триалетском хребте.

В Артвинском районе, по данным Л. Бацевича (26) верхний мел (турон-сенон) представлен известняками и мергелями, сверху перекрытыми эоценовыми вулканогенными образованиями. По косвенным данным и путем анализа геологической карты Л. Бацевича (26) можно заключить, что и в Артвинском районе развиты все фации мела, наблюдаемые в Храмском и Локском массивах.

Для полной характеристики верхнемеловых отложений смотри стратиграфическую схему (таб. № 3).

3. ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения третичной системы исследуемой области характеризуются сложностью и большим разнообразием фаций и мощностей. Здесь присутствуют типично морские, континентальные, лагунные, вулканогенные (как подводные, так и наземные) и прочие образования, указывающие на наличие различных физико-географических условий. Не вызывает сомнения, что это явление тесно связано с той коренной геотектонической перестройкой, которая началась еще в среднем мелу, максимума своего развития достигла в палеогене, а окончательное оформление получила в миоплиоцене.

В это время уже четко выделились Грузинская глыба на севере, Артвинско-Сомхитская глыба на юге и Аджаро-Триалетская геосинклиналь

между ними. Если все эти геотектонические единицы Грузии в продолжение почти всего среднего и, в особенности, верхнего мела жили приблизительно одинаковой жизнью и представляли единый широкий бассейн, где за исключением вулканогенных образований отлагались почти однотипные карбонатные отложения, то в третичное время происходит резкое разграничение их и каждая продолжает почти независимое индивидуальное развитие. Аджаро-Триалетская геосинклиналь стремится к опусканию, а глыбы — к поднятию.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали в продолжение палеоцена, нижнего и среднего эоцена и, частично, верхнего эоцена происходит накопление мощных флишевых и вулканогенных образований. На глыбах в это же время происходит денудация с выполнением геосинклинали продуктами размыва мезозойских отложений, или лишь временами, и то частично, глыбы перекрываются неглубокими морями, в которых осаждаются мелководные морские или полуконтинентальные отложения.

В олигоцене и, частично, в нижнем миоцене снова устанавливаются почти одинаковые условия для всех геотектонических зон и резкого отличия в фациях отложений не наблюдается. Во всех областях они представлены гипсоносными глинами и, реже, песчаниками.

В продолжение миоцена и плиоцена Аджаро-Триалетская геосинклиналь прекращает свое существование, как геосинклинальный бассейн, и претерпевает поднятие, в то время как Грузинская глыба (особенно ее восточная и западная части) превращается в область накопления континентальных, полуконтинентальных и солоноватых мелководных морских отложений, а Артинско-Сомхитская глыба — мощных наземных вулканических образований.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе очень широким развитием пользуются громадной мощности палеогеновые образования и незначительным — миоценовые; на Грузинской глыбе слабо развиты палеогеновые (верхнеэоценовые и олигоценовые) отложения и широко—миоценовые и плиоценовые (Колхидская и Молассовая зоны); на Артвинско-Сомхитской глыбе незначительным развитием пользуются палеоценовые, эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения (Асуретская зона) и исключительно широким миоценовые и плиоценовые лавы и их пирокластолиты (Джавахетская зона).

А. Палеоген

1. Палеоцен и нижний эоцен (Боржомский флиш)

Аджаро-Триалетская система

Палеогеновые отложения Аджаро-Триалетской геосинклинали известны еще со времен Г. Абиха (14). Первыми исследователями Кавказа: С. Симоновичем, А. Сорокиным (320), Л. Бацевичем (25, 26), Е. Фурнье (359), и др. стратиграфия и литология этого сложного комплекса отложений были освещены слабо. Одни и те же свиты в одном случае относились ими к эоцену, в другом—к олигоцену и принимались то за осадочные, то за интрузивные образования (320, 359).

Лишь в последнее время, благодаря работам К. Фохта (358), Б. Мефферта (247, 255), С. Кузнецова (217), М. Варенцова (71), И. Качарава (185), В. Пахомова (285, 286), В. Эдилашвили (392), П. Гамкрелидзе (100, 102, 105, 106, 107, 109) и др. палеогеновые образования Аджаро-Триалетской геосинклинали расчленяются на стратиграфо-литологические свиты, возраст которых, более или менее точно установлен. Тем не менее, во взглядах указанных авторов имеются существенные разногласия, в особенности по вопросу о палеоценовых и нижнеэоценовых отложениях.

Б. Мефферт (252) в нижней части палеогеновой толщи выделяет мощную свиту флишевых отложений палеоцена, в которой объединяет как типичные морские флишевые осадки: глины, песчаники, мергели и известняки, так и нижнюю часть вулканогенных образований.

С. Кузнецов (217) всю мощную толщу нижнего палеогена делит на две основные части: нижнюю — литокластический флиш, и верхнюю — вулканогенный флиш.

М. Варенцов (71) производит другое деление палеогеновых отложений Триалетского хребта: 1. Боржомская флишевая свита — палеоцен. 2. Мцхетская туфогенная свита — нижний эоцен и средний эоцен. 3. Тбилисская нуммулитовая свита — верхи среднего эоцена и верхний эоцен.

И. Качарава (185) для восточной части Триалетского хребта принимает следующее деление эоценовых отложений, в общих чертах совпадающее со схемой М. Варенцова:

1. Нижний эоцен — глины, песчаники и туфопесчаники. 2. Средний эоцен (нижний лютет) — туфогенная свита и 3. Верхний лютет и верхний эоцен — гипсоносная толща.

Привожу свое деление нижней части палеогена. Из всей огромной толщи нижнего палеогена мною выделена в самостоятельную свиту мощ-

ная серия отложений, которые в соответствии с определением С. Обручева (268, 269), я называю Боржомским флишем и отношу к палеоцену и нижнему эоцену. Остальная часть нижнего палеогена, выделяемая мною как вулканогенная толща, по литологическим признакам и стратиграфическому положению делится на три части: 1) нижнюю слоистую пестроцветную туфогенную, 2) среднюю массивную туфобрекчиевую, и 3) верхнюю слоистую туфогенную свиты. Первые две свиты, на основании найденной фауны нуммулитов и стратиграфического положения, относятся к среднему эоцену (лютетскому ярусу), а третья — к оверзскому ярусу.

Прежде чем начать описание палеоценовых и нижнеэоценовых отложений, считая нужным коснуться понятия «флиш», толкуемого разными исследователями совершенно различно.

С. Обручев (268, 269), под флишевыми образованиями подразумевает мощную толщу отложений Боржомского района, представленную как типичными терригенными, так и вулканогенными фациями. Такое понимание разделяет и Б. Мефферт для всей Аджаро-Триалетской системы. С. Кузнецов (217) в Аджаро-Триалетской складчатой системе выделяет литокластический флиш — терригенные морские отложения и вулканогенный флиш — преимущественно вулканогенные образования. Забегая немного вперед отмечу, что на геологической карте автора мы часто находим отклонения от этого деления и, в ряде случаев там, где он выделяет литокластический флиш, в действительности развит вулканогенный и наоборот.

Я под названием «флиш» выделяю образования представленные терригенными и мелководными фациями слоистых известковистых глин и песчаников, мергелей и известняков, обладающие большой мощностью и характеризующися определенной ритмичностью в седиментации, бедностью фауны и приуроченностью к геосинклинали.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали флишевые отложения, в общем, приурочены к ее центральной части и образовались, в основном, за счет размыва кордильер. Выходы флишевых отложений приурочены к крупным антиклинальным поднятиям. Самый восточный выход их находится чуть южнее ст. Мцхета, где они выступают в сводовой части опрокинутой и надвинутой на север Мцхетской антиклинали. Далее они прослеживаются на запад уже в южном крыле той же антиклинали, широкой и непрерывной полосой протягиваясь до истоков р. Тедзами. Здесь они, благодаря надвигу, разделяются на две полосы. Первая, более северная, *тянется до района с. Ркона, а вторая продолжается на запад в сторону* Арджеванского хребта и заканчивается чуть севернее г. Арджевани на правом склоне ущелья р. Тедзами.

После большого перерыва флишевые отложения выступают опять в сводовой части западного продолжения Мцхетско-Зенадрисской антикли-

нальной складки к югу от с. Ховле, в районах с. с. Нижн. и Верх. Уриули, откуда уже непрерывной и постепенно расширяющейся полосой тянутся на запад в ущелье р. Тана, где имеют исключительно большое развитие, выступая всегда в сводовых частях крупных и мелких антиклинальных складок. Из ущелья р. Тана, флишевые отложения переходят на запад в ущелье р. Гуджаретис-цхали и в истоки р. р. Абухало и Ткемлана, обнажаясь в сводовых приподнятых частях антиклиналей.

Еще западнее они переходят в истоки р. Дзама, где выступают в крупной антиклинальной складке и далее, пересекая р. Каскатис-цхали (правый приток р. Куры) выходят в районе Боржоми непосредственно в ущелье р. Куры. Здесь они на некотором расстоянии сливаются с Боржомским выходам, а затем тянутся на запад в сторону г. Ломис-мта, где пользуются широким распространением. Еще западнее полоса их выходов, постепенно суживаясь, окончательно скрывается под среднеэоценовыми отложениями в ущельи р. Ханис-цхали.

В Боржомском районе флишевые отложения выступают в сводовой части Боржоми-Абастуманской антиклинали между г. Гвиргвина и ущельем р. Зуарети, где они впервые под этим названием были выделены С. Обручевым (268, 269). К западу от названного ущелья флишевые отложения отсутствуют, вследствие погружения складок в этом направлении. Они отсутствуют и в северной части Ахалцихско-Имеретинского хребта и во всем Аджаро-Гурийском хребте. Их нет также и в бассейне р. Аджарис-цхали, вопреки утверждению Б. Мефферта и С. Кузнецова.

Незначительные выходы флишевых отложений имеются и на южной периферии Триалетского хребта: один в районе с. Гумбати, где эти отложения выступают в крыльях упомянутой выше антиклинали, а второй — в районе Телетской антиклинали, непосредственно связанной с Асуретской зоной Артвинско-Сомхитской глыбы.

Боржомский флиш по всей геосинклинали сложен мощным комплексом пород и литологически подразделяется на две свиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя свита характеризуется чередованием глин, глинистых мергелей, мергелей, мергелистых известняков и известняков, с преобладанием глин и мергелей. В верхней части этой свиты преобладают известковисто-глинистые песчаники и песчаники, а в нижней части во многих пунктах залегает базальный конгломерат, мощностью до нескольких метров.

Верхняя свита характеризуется чередованием нуммулитовых и известковистых песчаников, известковистых глин и реже мергелей. В ней почти везде наблюдается чередование нормальных песчаников и аржиллитов с вулканогенными образованиями — слоистыми туфопесчаниками и туфобрекчиями. Вначале эти последние появляются в виде маломощных про-

слоев, а затем постепенно вытесняют нормальные терригенные осадки и полностью их замещают.

Вполне естественно, что проведенная мною между флишем и вулканогенной толщей граница не везде совпадает с точной стратиграфической границей. Ниже мы увидим, что небольшая часть вулканогенной толщи, в ряде случаев, спускается и в нижний эоцен, но отделить ее от среднего эоцена и присоединить к флишевым отложениям практически является невозможным. В ряде случаев (ущелье р. Тана) в верхней части флиша *вместе с песчаниками и микроконгломератами встречаются небольшие* пачки и пласты «туфогенных» пород, на первый взгляд похожих на первичные туфопесчаники и туфоконгломераты, но при внимательном осмотре их легко убедиться, что они являются переотложенными туфогенами. В них, наряду с переотложенным туфогенным материалом, представленным продуктами размыва среднемеловых вулканогенных образований, содержатся в довольно большом количестве окатанные гальки верхнемеловых известняков, кремня и кварца и в этом отношении они заметно отличаются от среднеэоценовых вулканогенных пород. Однако, этим я вовсе не думаю отрицать возможности проявления подводного вулканизма в нижнем эоцене и палеоцене.

Наиболее полно и хорошо флишевые отложения Аджаро-Триалетской геосинклинали развиты в бассейнах рек Тана, Тедзами и Дарбазула, где они трансгрессивно залегают на верхнемеловых отложениях и совершенно постепенно переходят в среднеэоценовые вулканогенные образования. В ущелье р. Гардатнис-Атрева, правого притока р. Тана, там где река делает крутой поворот, в основании флиша выходит мощный пласт конгломерата (подошва его не обнажена полностью), содержащего кроме многочисленных галек меловых известняков и вулканогенных пород, хорошо окатанные гальки красных гранитов. Видимая мощность конгломератового горизонта равна 5—6 м. После небольшого перерыва в обнажении, выше конгломерата залегают светлосерые слоистые мергелистые глины и мергели, с которыми переслаиваются тонкозернистые известковистые песчаники и мергелистые известняки. Эти отложения соответствуют нижней свите флиша, мощность которой не может быть точно определена из-за развитой здесь мелкой складчатости. Ориентировочно она колеблется в пределах 200—250 м.

Выше залегают чередующиеся толстослоистые (0,5—3 м) кварцевые и нуммулитовые песчаники, мергели и, реже, известняки, относящиеся уже к верхней свите флиша, выше совершенно постепенно переходящей в тонкослоистые пестроцветные туфопесчаники и микротуфобрекчии. Мощность верхней свиты толщи по той же причине не может быть точно определена, но ориентировочно ее можно считать от 300 до 350 м и, таким образом, общая мощность всей флишевой толщи в этом разрезе составит около 650 м.

Интересно отметить, что в кварцевых песчаниках очень часто встречаются нуммулиты плохой сохранности. В этих песчаниках также очень часты микроконгломератовые прослои, содержащие в большом количестве хорошо окатанные мелкие гальки верхнемеловых известняков и зеленых туфогенных пород, кварца и розового полевого шпата.

Подобный же разрез флишевой серии наблюдается и к юго-востоку от указанного ущелья ниже с. Квемо-Уриули. И здесь в основании флишевых отложений, непосредственно над верхнемеловыми известняками залегает пласт базального конгломерата, мощность которого вследствие плохой обнаженности не удается измерить. В обнаженной части она достигает нескольких метров. Гальки конгломерата и тут представлены верхнемеловыми красными и белыми известняками, кремнями и вулканогенными породами. Гранитные гальки не обнаружены, но в осыпях они встречаются, видимо, находясь здесь в меньшем количестве чем в ущелье р. Атрева. Остальной вышележащий разрез флишевой серии соответствует разрезу по ущелью р. Атрева.

В кварцевых песчаниках и в микроконгломератах среднего и верхнего горизонтов флиша, залегающих на гребне между Земо- и Квемо-Уриули, найдены неопределимые нуммулиты и другие фораминиферы.

Следующие, более или менее полные разрезы флишевой серии наблюдаются по левым и правым притокам р. Тана, в районах с. с. Земо- и Квемо-Бошури, Ормоци, Квемо-Болвания и др. У с. Земо-Бошури, вдоль левого притока р. Тана Сацхенисис-хеви, берущего начало с южного склона хребта Сацхениси, наблюдается следующая картина:

На южном склоне хребта обнажена вулканогенная толща среднего мела с *Inoceramus labiatus* и *In. hercynicus*, ниже по склону перекрывающаяся делювиальными отложениями; далее, на расстоянии нескольких метров из-под делювия выходят слоистые глинистые песчаники и чередующиеся с ними темные мергели и известковистые глинистые сланцы флиша, с падением ЮВ 150°<80—85°. Непосредственный контакт между ними и меловыми вулканогенными отложениями не наблюдается, но не вызывает сомнения отсутствие здесь верхнемеловых карбонатных отложений, так как последние настолько мощны, что не могли-бы быть полностью маскированы узкой полосой делювия. Более вероятно, что делювием перекрыты базальные отложения флиша, так как в речке очень часты окатанные гальки верхнемеловых известняков. Все это дает основание предположить, что здесь флишевые отложения непосредственно залегают на вулканогенной толще мела.

Ниже по течению, на обоих склонах речки обнажаются чередующиеся темного цвета карбонатизированные глинистые песчаники, мергели и кремнистые, очень плотные, тонкозернистые, голубоватые песчаники. В них залегают небольшие линзы весьма твердых известняков. Такая картина наблюдается до самого сел. Земо-Бошури. Вследствие наличия мелкой складчатости точно замерить мощность всей этой толщи не удается. Расстояние между первым обнажением и селением составляет 1 км; падение слоев всюду крутое.

Близ с. Земо-Бошури, среди вышеперечисленных слоев появляются кварцевые песчаники и тонкослоистые полосчатые «туфопесчаники». В кварцевых песчаниках был найден ближе неопределимый нуммулит. «Туфопесчаник» состоит из окатанных зерен кварца, известняков и зеленовато-серых вулканогенных пород с преобладанием последних. Порода оставляет впечатление туфопесчаника или микротуфобрекчии.

В с. Земо-Бошури падение слоев южнее, но уже под малым углом. Между с. с. Земо- и Квемо-Бошури, по обоим берегам р. Тана, обнажаются перемежающиеся полосчатые «микротуфобрекчии», мелкозернистые кварцевые песчаники и глинистые песчаники, тонкослоистые карбонатизированные глинистые сланцы и известковистые песчаники. Такая картина прослеживается по всему ущелью р. Тана от с. Квелаант-убани до с. Бобневи. В самом с. Квемо-Бошури, среди полосчатых «туфопесчаников» залегает пласт конгломерата 1,5 м мощностью, с окатанными гальками верхнемеловых известняков, порфиритов и др. вулканогенных пород. С первого взгляда этот пласт напоминает туфоконгломерат.

Такие же конгломераты выходят в самом с. Ормоци, где они имеют падение уже СВ $30^{\circ} < 30^{\circ}$. Выше с. Ормоци, по ущелью р. Болванис-хеви, наблюдается непрерывный разрез перемежающихся тонкослоистых плотных карбонатизированных сланцев, глин и глинистых песчаников, полосчатых, тонкослоистых песчаников и «туфопесчаников», с падением СВ $30-40^{\circ} < 25-30^{\circ}$. На расстоянии одного километра от устья реки в этих отложениях залегает пластовая жила габброидной породы, мощностью в среднем 40 м. На 50—60 м выше по течению, но стратиграфически ниже первого выхода имеется второй выход габброидной породы, секущей в нижней части склона глинисто-песчанистую свиту флиша и выше по склону переходящей в пластовую интрузию, соединяющуюся непосредственно с первой пластовой жилой. Выше, т. е. стратиграфически ниже, непрерывно продолжаются выходы глинисто-песчанистой свиты флиша и на расстоянии приблизительно 120 м выходит вторая пластовая жила габбро мощностью до 70 м. Выше этой жилы проходит антиклинальная складка, в южном крыле которой опять выходят обе пластовые жилы, хорошо обнажающиеся по обоим склонам р. Болванис-хеви. В сводовой части складки в глинисто-песчано-сланцевой свите, залегающей под нижней пластовой

жилой габбро, развита мелкая дисгармоничная складчатость. Южное крыло антиклинальной складки падает на ЮЗ 220° < 20—25°.

После этой антиклинали в глинисто-песчанистой свите наблюдается синклинальная, а затем снова антиклинальная складка. В южном крыле последней глинисто-песчанистые слои постепенно вытесняются крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, которые выше (и стратиграфически и гипсометрически) в свою очередь полностью сменяются туфопесчаниками вулканогенной толщи среднего эоцена. В нижней части последней залегает туфоконгломерат в несколько метров мощностью, а над ним зеленого цвета туфобрекчия мощностью около 30 м. Как туфоконгломерат, так и туфобрекчии состоят из окатанных и неокатанных галек и глыб известняков, мергелей и порфиритов, величина которых колеблется от нескольких кубических сантиметров до 1,5 куб. м. Известняки используются местными жителями для обжига извести. Песчанистая и песчано-сланцевая свиты флиша всюду сопровождаются прослоями известковисто-песчано-глинистых пород и вся флишевая толща сильно кальцитизирована. В кварцевых песчаниках часто встречаются нуммулиты плохой сохранности, а в темно-серых глинисто-песчанистых сланцах — многочисленные растительные остатки.

К *юго-востоку от описанного района, в верховьях р. Церети и на южном* склоне хребта Размети, в сводовой части крупной антиклинали обнажаются верхние горизонты флишевой серии, которые в отличие от предыдущего разреза, представлены в основном, мергелями и известняками; песчаники и глины здесь занимают подчиненное положение, но в районе села Сикалети преобладающим развитием пользуются кварцевые нуммулитовые песчаники. То же самое наблюдается в с. с. Дре, Икви и др. (правый склон ущелья р. Тана).

В с. Дре, в кварцевых песчаниках, чередующихся с темносерыми глинисто-песчанистыми сланцами и глинистыми мергелями, мною была собрана фауна нуммулитов и дискоциклин, из которых И. Качарава определены: *Nummulites planulata* Lam. и *N. irregularis* Decs. (102). Первая форма характерна для нижнего эоцена, а вторая встречается в нижнем и среднем эоцене. В том же районе, выше нуммулитовых песчаников и под слоистыми туфопесчаниками залегает мощная пачка слоистых карбонатных пород — мергелей и известняков.

Как уже отмечалось выше, в бассейне р. Тедзами флишевые отложения, *благодаря проходящему здесь крупному надвигу, выходят в виде* двух узких полос по правым притокам р. Тедзами, Самачалас-цхали, Теклана, Саболиас-цхали. В обеих полосах они без углового несогласия залегают на датско- нижнепалеоценовой красноцветной свите, резко отличаясь от последней, и представлены чередованием глинистых мергелей, глинистых песчаников и песчаников, с многочисленными нуммулитами пло-

хой сохранности. Мощность толщи колеблется в широких пределах. В северной полосе она измеряется в пределах 300—750 м, а в южной, в районе с. с. Гаргари, Девис-намухли и горы Саломе—1—1,5 км.

В восточном направлении эти две полосы выхода флиша, соединяясь между собою, непосредственно сливаются с Кавтисхевским и Дзегви-Мцхетским выходами, представленными подобными же отложениями.

Совершенно иная картина наблюдается по левому склону ущелья р. Тедзами в районах с. с. Цителкалаки, Зенадриси и Чачубети. Здесь непосредственно над вулканогенной толщей мела, с угловым и азимутальным несогласием залегает среднеэоценовая туфогенная свита, краснокоричневого, темносерого и зеленоватого цвета. Флишевые отложения отсутствуют. В восточном направлении мощность туфогенной свиты постепенно уменьшается, доходя в с. Тедзами до 10—12 м. Но в западном направлении, уже по левому притоку р. Ховле, между туфогенной свитой вулканогенной толщи и известняками мела, опять появляются песчано-сланцевые породы флиша, соединяющиеся непосредственно с таковыми района с. с. Земо- и Квемо-Уриули.

Таким образом в указанных районах имеет место несогласное залегание флишевых отложений на меловых. Понятно, что приподнятая часть антиклинальной складки подверглась интенсивному размыву. Аналогичная картина наблюдается в районе Сацхенисского хребта, где в южном крыле складки на вулканогенные породы мела непосредственно ложатся флишевые отложения, а в северном крыле, в ущелье р. Хведурети, флишевые отложения отсутствуют и на верхнемеловых известняках непосредственно залегает туфогенная свита среднеэоценовой вулканогенной толщи. Такое же явное несогласие имеется восточнее ущелья р. Хведурети до горы Бурети и западнее до ущелья р. Имерхеви включительно.

Детальный разрез флишевых отложений района р. Имерхеви, данный М. Варенцовым (71), в основных чертах представляется в следующем виде:

1. На поверхности размыва верхнемеловых известняков залегает мощная толща конгломерата с крупными глыбами верхнемеловых известняков, мергелей и порфиритовой меловой вулканогенной толщи. В отдельных глыбах мергелей фауна нижнего турона.
2. Выше — глина вишнево-красная, известковистая. Мощность . . 2 м
3. Конгломерат из крупных, хорошо окатанных галек известняков и мергелей светлозеленой, светлосерой и красной окраски, красных и розовых кремней, темных и красно-бурых порфиритов и др. пород верхнего и нижнего мела. Мощность . . . . . 3 м
4. Выше — глина красно-бурая и темнокрасная, мергелистая, с прослоями туфогенного песчаника, мелкозернистого со смешанной микрофауной палеоцена и датского яруса. Мощность . . . . . 6 м
5. Выше — конгломераты типа сл. «3» и «1», мощность . . 0,5 м
6. Глина пестроцветная и красноцветная, с прослоями туфогенного, зеленовато-серого песчаника, с микрофауной, характерной для палеоцена. Мощность 2 м

7. Выше конгломерат типа сл. «1», «3» и «5». Мощность . . . 3 м
8. Выше толща аржиллитов, глин, туфов и туффитов зеленых, зеленовато-серых и темнокрасных, с прослоями туфогенных песчаников грубозернистых. В глинах и аржиллитах микрофауна, характерная для нижнего эоцена. Мощность . . . . . 150 м

Таким образом флишевые отложения здесь представлены в основном конгломератами и глинами, несогласно залегающими на верхнемеловых отложениях. Общая мощность всего флиша не более 45 м. М. Варенцов сокращение мощности флиша считает результатом размыва средне- и верхнеэоценовым морями, с чем трудно согласиться. Не отрицая верхнеэоценовой трансгрсесии, не имеющей однако здесь практического значения, отмечу, что следов среднеэоценовой трансгрессии на флишевых отложениях нигде не наблюдается и везде средний эоцен согласно залегает на них. Непосредственное залегание среднего эоцена на мелу объясняется не самостоятельной среднеэоценовой трансгрессией, а дальнейшим развитием палеоценовой.

Флишевые отложения широко развиты в истоках р. Абухало на водоразделе бассейнов рек Дзама и Гуджаретис-цхали. Здесь обнажены верхние горизонты флиша, представленные чередованием кварцевых песчаников, глинистых песчаников и мергелей. Очень часты внутриформационные конгломераты изменчивой мощности, с крупными гальками (от 1 до 10 см в диаметре) хорошо окатанных известняков верхнего мела.

Аналогичную картину можно наблюдать в районе г. Квирана в ущелье р. Сатердзе (левый приток р. Дзама), где непосредственно над верхнемеловыми кристаллическими известняками залегает сорокометровый пласт конгломерата с хорошо окатанными гальками верхнемеловых известняков и порфиритов. Выше конгломератовый пласт совершенно согласно переходит в кварцевые песчаники и глинистые мергели, общею мощностью около 20 м. В верхних горизонтах песчаников появляются тонкослоистые *туфопесчаники, выше постепенно сменяющиеся пестроцветной туфогенной* свитой среднего эоцена. Здесь верхнемеловые известняки и флишевые породы сильно метаморфизованы Квиранской диоритовой интрузией.

После небольшого перерыва флишевые отложения появляются в истоках р. Дзама, в сводовой части проходящей здесь крупной антиклинали и далее на запад, непрерывной полосой тянутся до истоков р. Ханис-цхали. В ущельи р. Куры с этой полосой выхода флишевых отложений сливается собственно Боржомская полоса, обнажающаяся вдоль Боржоми-Абастуманской антиклинали.

С. Обручев (269) в районе г. Боржоми во флишевых отложениях различает: 1) флишевую известковистую серию известняков, песчаников и мергелей, мощностью около 400 м, 2) серию толстых песчаников, состоя-

щую из двух горизонтов: а) толщи мощных пластов песчаников мощностью около 240 м и б) толщи с редкими пластами мощных песчаников, мощностью около 360 м; 3) туффитовую серию, состоящую также из двух горизонтов: а) толщи с преобладанием крупнозернистых и среднезернистых туффитов, мощностью 130 м, и б) толщи с преобладанием мелко- и скрытозернистых туффитов, мощностью 420 м.

Для нас представляют интерес только первые две серии общей мощностью в 1000 м; третью серию Боржомского флиша Обручева, я отношу к вулканогенной толще среднего эоцена. Указанная мощность собственно Боржомского флиша не является полной, так как здесь не видно самой нижней части, в других местах имеющей мощность около 500 м. Таким образом общую мощность Боржомского флиша надо считать не менее 1,5 км.

В серии толстослоистых песчаников в ущельи р. Куры ниже с. Вашловани, в ущельи р. Барат-хеви и Ликанис-цхали и др., нами (105) были обнаружены в довольно большом количестве нуммулиты по определению И. Качарава, представленные *Num. planulata* Lam., *Num. irregularis* Desh., *Num. Murchisoni* Brun., и *Num.* cf., *atacicus* Leym. Первый из них выше нижнего эоцена не встречается; 2 и 3 встречаются как в нижнем, так и в верхнем эоцене, а 4 имеет большое вертикальное распространение. Нуммулиты обыкновенно приурочены к крупнозернистым песчаникам и микроконгломератам флиша.

Таким образом, совершенно прав оказался К. Фохт (358), впервые отметивший наличие нуммулитов в отложениях Боржомского флиша. Между тем, отрицая Б. Мефферт (252), писал: «Фация Боржомского флиша, как мне кажется, мало благоприятна для таких организмов, как нуммулиты, которые в изобилии распространенны в мелководных песчаниках—глинах Ахалцихского верхнего эоцена.»

Однако и отложения Боржомского флиша являются мелководными, в особенности его верхние горизонты, где наряду с крупнозернистыми и толстослоистыми кварцевыми песчаниками, очень часто залегают пласты и отдельные линзы микроконгломерата, с мелкими хорошо окатанными гальками верхнемеловых известняков и зеленых туфогенных пород, сцементированных известковистым и глинисто-песчанистым цементом. Этот факт ясно указывает на одновременность отложения флишевых пород и размыва меловых образований.

В районе г. Ломис-мта, Нуниси-Сахвларской полосы и далее на западе, в истоках реки Сакраула, отложения Боржомского флиша совершенно согласно залегают на красноцветной свите датского яруса и палеоцена и выше также согласно и постепенно переходят в туфогенную свиту среднего эоцена. Литологически здесь они также представлены двумя свитами. Нижняя свита — чередование тонкослоистых глин, глинистых мергелей,

мергелей, мергелистых известняков и известняков, и верхняя — чередование глинистых и мергелистых песчаников, тонко- и толстослоистых нуммулитовых песчаников, реже известняков и мергелей. В самых верхних горизонтах появляются пестроцветные, тонкослоистые туфопесчаники и микротуфобрекчии. Действительная мощность всего флиша в районе Ломис-мта и в ущельи р. Квабис-хеви не может быть точно определена, вследствие развитой здесь мелкой складчатости, но надо полагать, что она не меньше 1 км. В западном направлении мощность флишевых отложений постепенно убывает и уже в ущельях р. р. Лаишура и Ханис-цхали доходит до 0,5 км.

Вполне возможно, что в западных районах флишевые отложения залегают трансгрессивно на меловых отложениях и нижняя часть их отсутствует. Не исключена, конечно, возможность и фациального замещения верхней части флишевых отложений вулканогенными образованиями.

Полное отсутствие флишевых фаций палеоцена и нижнего эоцена в Аджаро-Гурийском хребте и в остальных частях Аджарии пока еще не находит окончательного объяснения. Правда, С. Кузнецовым (215, 217) и В. Меффертом (250, 254) отмечены в Аджарии выходы палеоцена во флишевой фации, но нашими (109) исследованиями это не подтвердилось. Выходы литокластического флиша, отмеченные С. Кузнецовым (215, 217) в Аджарии, оказались слоистыми глинистыми туфопесчаниками вулканогенной толщи среднего эоцена; отмеченные же Б. Мефферт ом (254) выходы Боржомского флиша в районе Горджоми оказались глинисто-нуммулитовыми песчаниками и вулканогенными образованиями верхнего эоцена (Адигенская свита), а западнее — вулканогенными образованиями среднего эоцена.

Отложения флишевой фации отсутствуют вдоль северной периферии Ахалцихско-Имеретинского и Гурийского хребтов, начиная от с. Вахани на востоке и кончая г. Ланчхути на западе; здесь на верхнемеловых отложениях непосредственно залегает пестроцветная туфогенная свита мощной вулканогенной толщи среднего эоцена. Они отсутствуют также и в западной части южной периферии Триалетского хребта, в районе г. Чобарети и далее на Шавшетском хребте.

Не входя пока в подробное рассмотрение этого явления и, довольствуясь лишь констатацией факта, вернемся к описанию флишевых отложений на южной периферии Триалетского хребта, где они известны в двух районах: в с. Гумбати и в южной части Телетского хребта, в ущельи р. Алгети.

В районе с. Гумбаты флишевые отложения выходят в обоих крыльях Гумбатской антиклинали. Наиболее полный разрез наблюдается в северном крыле, где выше вулканогенной толщи мела, после небольшого перерыва в обнажении, залегают:

1. Пестроцветные глинистые мергели. Мощность . . . . . 30 м
2. Чередование тонкослоистых глинистых песчаников и сланцеватых песчаников. Падение СВ 15° < 40°. Мощность . . . . . 50 м
3. Конгломерат с хорошо окатанными гальками верхнемеловых известняков и вулканогенных пород. Мощность . . . . . 3 м.
4. Глинистые песчаники и глины, с которыми чередуются тонкослоистые песчаники (5 см — реже 1 м). Мощность . . . . . 50 м
5. Песчаники желтоватого цвета. Мощность . . . . . 5 м.
6. Тонкослоистые мергели и туфопесчаники фиолетово-зеленоватого цвета. Мощность . . . . . 10 м
7. Тонкослоистые и пестроцветные туфопесчаники туфогенной свиты среднего эоцена, совершенно согласно залегающие на гор. «6».

Таким образом общая мощность всей флишевой свиты в данном разрезе вместе с пестроцветными мергелистыми глинами равна 148—150 м.

В южном крыле той же антиклинали, выше верхнемеловых известняков, после небольшого перерыва в обнажении, залегают:

1. Тонкослоистые глинистые мергели, сероватого цвета. Азимут падения СЗ 340° < 70°. (Опрокинуты на юг). Мощность . . . . . 50 м
2. После небольшого перерыва — чередующиеся между собой тонкослоистые и сланцеватые песчаники и глинистые песчаники. Мощность . . 5 м
3. По правой стороне реки конгломераты годердзской свиты с азимутом падения Ю 180° < 80°, а по левой стороне — непосредственно на флишевых отложениях и на верхнемеловых известняках залегает покров базальта годерзской свиты с таким же крутым падением, как у конгломератов.

Таким образом, видимая мощность уцелевших от эрозии флишевых отложений, с учетом перерывов в обнажениях не превышает 70 м. Фауна в этих отложениях не найдена, но стратиграфическое положение и общий литологический облик дают основание отнести их к Боржомскому флишу.

Флишевые отложения южной периферии Телетского хребта представляют один общий выход с таковыми Алгетского ущелья, т. е. — Асуретской зоны Артвинско-Сомхитской глыбы, вследствие чего, их удобнее описывать вместе. Это тем более целесообразно, что в продолжение нижнего палеогена и верхнего мела Асуретская зона ближе стояла к Аджаро-Триалетской геосинклинали, чем к Артвинско-Сомхитской глыбе.

Детальнее других исследователей этот район изучен И. Качарава (185), В. Пахомовым (285) и В. Эдилашвили (392). Г. Абихом (11) флишевые отложения этого района назывались нуммулитовой свитой и относились к нижнему эоцену. В. Пахомовым они же выделяются под названием охребской свиты, а И. Качарава именует их дискоциклиновой свитой. Нам кажется более правильным называть их флишевой свитой.

В. Эдилашвили флишевые отложения этого района, представленные своеобразными фациями, делит на три литологостратиграфических горизонта:

1. Нижнефлишевые отложения — палеоцен,
2. Андезитовая серия — палеоцен и
3. Верхнефлишевые отложения — нижний эоцен.

1. Нижнефлишевые отложения в долине р. Алгети трансгрессивно залегают на датских известняках и мергелях. Начинаются они мощными конгломератами постепенно переходящими выше в андезитовые туфогенные породы. Конгломераты сложены крупными и мелкими, хорошо окатанными гальками верхнемеловых известняков, вулканогенных пород мела и кристаллических пород (гранит, кристаллический сланец, гнейс и др.). Преобладают хорошо окатанные гальки кварца и кремня. В нижних горизонтах флиша мощные пласты конгломерата часто переслаиваются с микроконгломератами и крупнозернистыми песчаниками. Кверху этот горизонт переходит в рыхлые, коричневатые, иногда голубоватые песчаники и зеленоватые глины. В последних изредка встречаются тонкие слои конгломератов с растительными остатками.

В верхних горизонтах нижняя флишевая толща богата карбонатным материалом; в самой верхней части выделяются достаточно плотные песчанистые известняки изменчивой мощности, на первый взгляд очень похожие на известняки верхнего мела. Они содержат фауну (фораминифер). Мощность всей нижнефлишевой толщи достигает 200 м. Ниже приводится разрез (снизу вверх) района с. Чала, согласно данным В. Эдилашвили.

1. Конгломерат и зеленые песчаники, включающие в себе мергелистые известняки, с мощностью отдельных слоев в 0,5 м. Фауна не найдена. Мощность 25 м
2. Зеленоватые крупнозернистые, рыхлые песчаники. Мощность . . 12 м
3. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, достаточно сцементированные и изредка содержащие окатанные гальки карбонатных и туфогенных пород. Мощность . . . . . 20 м
4. Чередование крупнозернистых зеленых песчаников и глин (мощностью каждого слоя 0,1 — 0,5 м). Мощность . . . . . 50 м
5. Зеленые, достаточно хорошо слоистые глины. Мощность . . . 35 м

Верхние горизонты этого разреза, достигающие в других местах мощности в 40 м и состоящие из рыхлых песчаников и глин, здесь покрыты делювием и непосредственно не обнажаются.

Микрофауна из песчанистой фации нижней части флиша района Тетри-цкаро ввиду плохой сохранности не определена. Микрофауна, взятая в долине р. Алгети, на расстоянии 10—12 м от места контакта с мелом, согласно определениям М. Качарава, представлена следующими формами: *Spiroplectammina sp.*, *Sp. sp.*, *Gyroidina caucasica* Subb, *Globorotalia membranacea* (Er.), *Anomalina* ex. gr. *grosserugosa* Cümb. Из верхних горизонтов этой же толщи А. Фурсенко называет: *Miscellanea miscella* (d'Archiac et Heim.), *Globigerina pseudobriloides* Pl., Gl. sp. и неопред.

формы из сем. Verneulinoidae или Vavulinidae. На основании перечисленной микрофауны и в соответствии с залеганием толщи на датском ярусе, возраст нижней флишевой толщи определяется, как палеоценовый (392).

2. Андезитовая серия, по данным В. Эдилашвили, хорошо развита в долине р. Алгети, где она принимает участие в строении Асуретской синклинали. Она непосредственно налегает на флишевую свиту, включающую брекчии и достаточно плотные белые известняки, и переходит во флиш нижнего эоцена. Андезитовая серия от с. Тба распространяется к югу до с. Тетри-цкаро, покрываясь затем долеритовым покровом. В долине р. Храми она снова обнажается, и непосредственно ложится на верхнемеловые отложения. Эта толща играет важную роль в геоморфологии района, характеризующегося скалистым рельефом. Северный хребет с. с Тбилиси и Парцхниси и конусовидная гора Самеба сложены андезитовыми брекчиями.

Андезитовые покровы, по простиранию переходящие в брекчии, туфы, туфопесчаники и даже в глины, часто содержат линзовидные тела туфопесчаников и глин. На андезитовых туфобрекчиях района г. Самеба залегают рыхлые желтоватые песчаники.

По наблюдениям автора, эта толща по простиранию фациально замещается палеоценовыми отложениями и сверху согласно перекрывается нижнеэоценовыми флишевыми отложениями, на основании чего она также должна быть палеоценового возраста.

3. Верхняя флишевая свита, переходящая выше совершенно согласно в среднеэоценовую вулканогенную толщу, по литологическому составу очень похожа на нижнюю флишевую свиту. Самое большое распространение она имеет в Алгетском ущельи (от с. Тбиси до с. Джорджиашвили) и в сводовой части проходящей здесь антиклинали.

По данным И. Качарава (185) на Телетском хребте эта свита представлена мягкими глинами и песчаниками, на которых в овраге Керглы налегают среднеэоценовые туфогенные плотные породы, дающие на обоих склонах оврага карнизы. Рельеф в районе распространения флишевых отложений мягкий, с оползневыми участками.

В Парцхнисском ущельи, по данным В. Эдилашвили, нижние горизонты указанной свиты представлены следующими отложениями (снизу вверх):

1. Брекчиевые, беловатые известняки. Мощность . . . . 0,5 м
2. Тонкослоистые (0,1—0,2 м) зеленоватые туфопесчаники. Мощность . 2,5 м
3. Конгломераты, с хорошо окатанной галькой. Мощность . . . 8 м
4. Темножелтые, среднезернистые, рыхлые песчаники. Мощность . . . 8 м
5. Конгломераты, с хорошо окатанной туфогенной галькой. Мощность . . 2 м
6. Желтоватые слоистые, среднезернистые хрупкие песчаники. Мощность . 60 м.

Над горизонтом «б» следует чередование хрупких, желтоватых глин и песчаников, распространенных в районе с. Парцхниси и ниже в долине р. Алгети до с. Джорджиашвили. У с. Парцхиси встречаются толстослоистые, среднезернистые, достаточно плотные песчаники, слегка мергелистые, содержащие выветрелые полевые шпаты и только изредка кварц и слюду. Морфологически пачка песчаников легко выделяется из сравнительно мягких глин; они образуют достаточно высокие гребни около с. Парцхиси, с. Богви и в других местах.

Общая мощность верхнефлишевой свиты точно не может быть определена и ориентировочно ее можно считать до 600 м. Таким образом мощность всей флишевой толщи этой области составляет около 1000 м.

В верхней флишевой свите И. Качарава (185) в двух местах (у с. Гоубани и Асурети) обнаружена следующая фауна: *Discocyclina Archiaci* Schl. (много), *Nummulites globulus* Leym., *N. atacicus* Leym., N. ex gr. *Lucasi* d'Arch., *N. sp. n.*, *Pecten sp.*, а В. Эдилашвили в средних горизонтах этой же свиты в окрестностях с. Джорджиашвили указывает: *Dentalina sp.*, *Globorotalia triloba* Rss., *Cld. crassa* d'Orb., *Cl. aragonensis* Nutt., (определения М. Качарава).

Вышеперечисленные формы макрофауны, по И. Качарва, известны как в нижнем, так и в среднем эоцене. Отсутствие в этих отложениях палеоценовых форм и частой в среднеэоценовых отложениях соседних районов формы: *Nummulies sp.* ex gr. *laevigatus* Brug., а также то обстоятельство, что здесь встречаются примитивные эоценовые формы: *N. globulus* Leym. и *N.* sp. ex gr. *Lucasi.* d'Arch. не переходящие в среднеэоценовую туфогенную свиту, приводит его к выводу о нижнеэоценовом возрасте дискоциклиновой (верхнефлишевой) свиты. Это заключение полностью соответствует стратиграфическому положению свиты.

Таким образом, флишевая свита этого района в возрастном отношении не отличается от флишевой свиты остальной части Аджаро-Триалетской геосинклинали. Заметное различие между ними наблюдается в литологическом составе пород: здесь резко выделяется андезитовая вулканогенная толща, отсутствующая в других частях геосинклинали; флиш представлен более грубообломочными терригенными отложениями (конгломератами, грубыми и рыхлыми песчаниками, мягкими глинами и глинистыми песчаниками): очень редко встречаются карбонатные породы — мергели и известняки; в осадконакоплении не наблюдается ритмичности, хорошо выраженной во флишевых отложениях остальной части геосинклинали.

Заканчивая на этом общую характеристику флишевых отложений Аджаро-Триалетской геосинклинали считаю необходимым коснуться некоторых ошибочных взглядов предыдущих исследователей.

Е. Фурнье (359) флишевые отложения без всякого основания относит к олигоцену.

В. Пахомов (285), М. Вассоевич (75), М. Варенцов (71) и Б. Мефферт (252) относят их к палеоцену и отрицают несогласное трансгрессивное залегание флишевых отложений на мелу. Последний видит в флишевых отложениях даже элементы верхнего мела.

С. Кузнецов (217) к флишевым отложениям палеоцена относит отложения явно верхнеэоценового возраста (г. Мамадавити, ущелье р. Вера и Приют-Сапузребский район), В самой флишевой толще он различает две фации: литокластический флиш — палеоцен и Бошурскую свиту — верхний эоцен.

Следует заметить, что во-первых, там, где Г. Кузнецов выделяет на карте литокластический флиш, в большинстве случаев развиты среднеэоценовые вулканогенные отложения и, в некоторых случаях, даже среднемеловые вулканогенные образования (для примера достаточно указать ущелье р. Тедзами). Во-вторых выделение Бошурской свиты по чисто литологическим признакам в бассейне р. Тана, вдоль полосы Дзегви—Самачало и к югу от с. Ркона и отнесение ее к верхнему эоцену ничем не обосновано. Во всех указанных районах Бошурская свита представлена кварцевыми нуммулитовыми песчаниками с нижнеэоценовым *Nummulites planulata*.

Одновременно во всех указанных районах ясно наблюдается залегание этой свиты в самой флишевой толще и согласное перекрывание ее среднеэоценовой вулканогенной толщей. Залегание Бошурской свиты непосредственно на меловых отложениях и уход под массивные туфобрекчии среднего эоцена замечены и самим С. Кузнецовым (216, стр. 29 и 30): «В громадном ущельи р. Самачало-цхали нуммулитовые песчаники выходят, подобно меловым известнякам, двумя пачками. Первая начинается у отметки 1000 м в тальвеге речки с падением СВ 70°<50°, налегая на верхнемеловые известняки. Отсюда выходящее ущелье заметно расширяется. Оба его борта оказываются сложенными песчаниками (1324) и сланцами (1325) нуммулитовой свиты (Pyau). В районе отметки в тальвеге 1025 м с правого борта впадает резкая промоина несколько ниже с. Самачало. Промоина вскрывает, что нуммулитовые песчаники и сланцы с падением СВ 60—70°<40° уходят под согласно дислоцированные фиолетовые плотные туфогены (1326) и туфобрекчии (1327)» . . . «Свита прослеженных песчаников на отметке 1287 м уходит под массивные туфобрекчии (Pg Lut) (1184)». Однако, из этих точных наблюдений должных выводов автор не сделал.

На основании анализа всего изложенного приходим к следующим выводам:

1. Флишевые отложения, согласно фауне и стратиграфическому положению, датируются палеоценом — нижним эоценом.

2. В районах кордильер, выдвинутых ларамийской орофазой, флиш трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывает меловые отложения. В промежуточных депрессиях наблюдается согласное залегание.

3. Флиш образовался за счет размыва как меловых отложений самой геосинклинали, так и меловых и более древних образований Артвинско-Сомхитской и Грузинской глыб.

4. Флишевые отложения в типичной фации развиты в центральной части геосинклинали, где они обладают максимальным распространением и в грубо терригенной фации представлены на юго-восточной периферии. Они *совершенно отсутствуют на северной периферии геосинклинали* (*в сторону* Грузинской глыбы).

5. В период их отложения подводная вулканическая деятельность проявлялась в юго-восточной части геосинклинали; что же касается западной ее части, Аджарии, там этот вопрос остается открытым. По региональным *соображениям кажется более правдоподобным, что и в этой части геосинклинали* палеоцен и нижний эоцен должны быть представлены флишевой фацией.

6. Флишевые отложения кверху совершенно постепенно и согласно переходят в среднеэоценовые мощные вулканогенные образования и по своим литологическим свойствам и мощностям (в сред. 1,5 км), являются типичными геосинклинальными образованиями; за пределами Аджаро-Триалетской геосинклинали, в частности в области северной части Грузинской глыбы, одновозрастные с ними отложения представлены совершенно иными фациями и мощностями, а в области Артвинско-Сомхитской глыбы они вовсе отсутствуют.

2. Средний эоцен (вулканогенная толща)

Средний эоцен в вулканогенной фации пользуется очень широким развитием на Аджаро-Триалетском хребте. Он слагает почти 80% всей площади хребта и играет крупную роль в геоморфологии области. Несравненно меньшее распространение он имеет в Артвинско-Сомхитской глыбе и совершенно отсутствует на исследуемой части Грузинской глыбы.

Аджаро-Триалетская система

В области Аджаро-Триалетской системы среднеэоценовые вулканогенные образования наиболее полно и хорошо развиты в центральной и западной части ее, а в восточной в Тбилисском и Мцхетском районах, представлены лишь нижними горизонтами. Вся эта мощная толща мною расчленяется на три свиты: 1) нижнюю слоистую пестроцветную туфогенную свиту, 2) туфобрекчиевую свиту и 3) верхнюю слоистую туфогенную свиту.

Первые две свиты относятся в основном к среднему эоцену, а третья — к оверэскому ярусу.

Г. Абих (8) ограничился общим определением этой мощной вулканогенной толщи, как изверженных и кластических накоплений древне-третичного времени, объединяя с ними и флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена некоторых районов Триалетии, а также и вулканогенные образования мела. В районе г. Тбилиси им особо выделены *дабаханская свита и «конгломераты запутанного напластования»*. С. Симонович и А. Сорокин (320) мощную вулканогенную толщу Триалетского хребта относили к верхнему эоцену, а Аджаро-Имеретинского хребта — к олигоцену. Е. Фурнье (359) и Ф. Освальд (275) относили вулканогенные отложения также к олигоцену.

Следует отметить, что всеми упомянутыми исследователями внутриформационные покровы андезитов среднего эоцена понимались то как покровы невейших лав, то как дайки или интрузии. Действительная геологическая природа их впервые была разгадана К. Фохтом (358), установившим их сингенстическое с туфогенами происхождение.

Б. Мефферт)252) вулканогенную толщу делит на две части. Нижнюю он объединяет с Боржомским флишем под общим названием «флиш» и относит к палеоцену, включая в него и нижний эоцен, а верхнюю называет «серией туфобрекчий» и относит к среднему эоцену. В этой серии он особо выделяет андезитовые покровы.

С. Кузнецов (215, 217) для Аджарии применяет следующее деление всей вулканогенной толщи:

1) нижний эоцен (вулканогенный флиш), 2) средний эоцен (лютетский ярус; вулканогенный флиш) и 3) верхний эоцен (оверэско-приабонская свита; фация Аджаристана), причем последняя не соответствует нашему оверэскому ярусу (верхней слоистой туфогенной свите).

И. Качарава (185) в Тбилисском районе выделяет вулканогенную толщу под общим названием туфогенной свиты и относит ее к среднему эоцену.

В. Пахомов (285) в вулканогенной толще Тбилисско-Навтлугского района различает две свиты: дабаханскую свиту и «горизонт запутанного напластования».

М. Варенцов (71) в северо-восточной части Триалетского хребта всю толщу называет Мцхетской туфогенной свитой и относит к нижнему и среднему эоцену.

Описание среднеэоценовых вулканогенных свит удобнее начать с северо-западной части Триалетского хребта, где они выражены и палеонтологически датированы лучше, чем в других районах. Интересные обнажения нижней слоистой пестроцветной туфогенной свиты имеются по левому скло-

ну р. Тедзами между с. с. Цителкалаки и Зенадриси, где наблюдается следующий комбинированный разрез.

1. На различных горизонтах вулканогенной толщи сеномана и турона с угловым несогласием залегают коричневато-красные и зеленые слоистые, полосчатые, крупнозернистые туфопесчаники, в основании которых выделяются пестроцветные (в основном красные) крупнозернистые песчаники, микроконгломераты и глинистые мергели, большею частью перекрытые делювием. Мощность . . . . . 12—15 м
2. Выше стратиграфически — грубослоистые туфобрекчии с падением на СЗ 358° < 25°. Содержат много *Discocyclina scalaris* Schl., *Asterocyclina sp.*, *Assilina sp.*, *Nummulites laevigatus* Brug. Мощность . . . . 50 м
3. Беловато-светложелтые тонкослоистые туфы и светложелтые глинистые сланцы. Мощность . . . . . 40 м
4. Темные грубослоистые туфобрекчии с богатой фауной *Disc. scalaris* Schlum., *Num. laevigalus* Brug., *Num. laevigatus* Brug. var., *scabra* Lam. Мощность 60 м
5. Чередование мергелисто-глинистых песчаников, туфобрекчий и туфопесчаников с окремненными участками. В них найдены: *Dis. Barthlomes* Schlum., *Num. laevigatus* Brug., *Num granifer* H. Douv. Мощность . . . 40 м
6. Тедзамские строительные туфы, перекрытые сверху террасой мощностью от 25 до 30 м.

Западнее, в сторону с. Зенадриси горизонт строительных туфов с южного склона Калотубнис-кеди, переходит на северный. Частично то же самое происходит и с горизонтом «5». Горизонт «4» остается на южном склоне на протяжении 2—3 км, а около с. Зенадриси также переходит на северный склон. Еще западнее горизонт «3» фациально замещается слоистыми туфопесчаниками и вместе с горизонтом «2» переходит на северный склон хребта. Горизонт красных, коричневых, серых и зеленоватых слоистых туфопесчаников от описанного выше разреза до самого с. Зенадриси обнажен в виде высокого карниза, благодаря чему ясно наблюдается увеличение его мощности и, главное, залегание на всем протяжении на вулканогенной толще мела. Еще западнее, уже в ущелье р. Ховлес-цхали, под первым горизонтом совершенно согласно появляются флишевые отложения нижнего эоцена.

В ущельях р. р. Тана, Абухало, Дзама и Куры в разных крыльях многочисленных складок отчетливо видно, как нижняя пестроцветная слоистая туфогенная свита, литологически представленная полосчатыми туфопесчаниками, аржиллитами, туфобрекчиями и микроконгломератами пестрых цветов, совершенно согласно залегает на Боржомском флише и также постепенно переходит в грубослоистые туфобрекчии с внутриформационными андезитовыми покровами верхней свиты среднего эоцена.

Хорошо прослеживается постепенное увеличение мощности свиты, достигающей в ущелье Куры выше и ниже Боржоми 1 км. Прекрасные разрезы этой свиты имеются в долине Куры, начиная от ст. Ахалдаба до платформы Кортанети и между селениями Ликани и Чобис-хеви. Не менее

хорошие раезрезы известны в ущельи Тана начиная от с. Атени кончая с. Бобневи и южнее, в ущелъи р. Тедзами.

В ущелье р.Тана, чуть выше с. Декеула, под верхнеэоценовыми нуммулитовыми песчаниками и глинистыми сланцами выходят слоистые, темносерые туфобрекчии и туфопесчаники, с падением СВ 10° <75°. Под туфопесчаниками и туфобрекчиями залегают чередующиеся зеленоватые и темносерые туфобрекчии и туфопесчаники. Между с. Б. Атени и осью проходящей здесь антиклинали, под туфогенными отложениями обнажаются тонкослоистые, окремненные аржиллитовые туфопесчаники и микротуфобрекчии пестрых цветов (зеленый, синий, красный, коричневый, серый и др.) и внутриформационный андезитовый покров в 80 м мощностью. Близ с. Б. Атени, в балке Сацивис-хеви найдены: *Num. irregularis* Desh. и *Num. sp.*

В южном крыле складки, уже в районе церкви Атенис-Сиони, разрез туфогенной свиты повторяется, но в обратном порядке, с падением ЮВ 175° <55°. К югу от Атенис-Сиони проходит синклинальная складка, в южном крыле которой под андезитовым покровом обнажаются слоистые туфобрекчии, с крутым падением, создающие скалистый и крутой рельеф. Выше гипсометрически, но ниже стратиграфически, падение слоистых туфогенных пород постепенно уменьшается, породы становятся более мелкозернистыми и в сторону с. Дре постепенно и согласно переходят в отложения Боржомского флиша. По грубому подсчету, мощность вулканогенной свиты в описываемом разрезе достигает 1,2 км.

К западу от с. Атени до г. Качкачис-кало, вся эта пестроцветная вулканогенная свита обнажена исключительно хорошо, создавая обрывистый скалистый рельеф. Интересные детальные разрезы нижней слоистой пестроцветной свиты вулканогенной толщи эоцена ущелий рек Имерхеви, Кодмани (Ткемлана) и др. даны М. Варенцовым (71). Приведем лишь наиболее характерные.

В ущельи реки Кодмани, в проходящей здесь большой синклинали, непосредственно выше красноцветной глинистой свиты палеоцена-датского яруса залегают (снизу вверх):

1. Толща аржиллитов зеленых, зеленовато-серых, голубоватых, темносерых и темнокрасных, и глин с прослоями песчаника туфогенного, мелкозернистого, зеленовато-серого и туффитов розовых. В глинах микрофауна, характерная для нижнего эоцена (список фауны не приводится. П. Г.). Мощность 50 м
2. Выше — аржиллиты, туффиты и туфогенные песчаники темносерые и зеленые, с прослоями глины зеленовато-серой. Мощность . . 300 м
3. Выше — примечательный мощный пласт туффита и вулканического пепла розовато-серого, и розового, косослоистого со следами оползневых, внутрипластовых деформаций. Мощность . . . . . 10 м.

4. Выше — чередование пластов аржиллитов зеленых и голубовато-серых песчаников, туфогенных аржиллитов зеленых и голубовато-серых, песчаников, туфогенных, грубозернистых, серых и зеленовато-серых. В глинах микрофауна, характерная для нижнего эоцена (списка фауны нет. П. Г.). Мощность около . . . . . 20 м

Описанные горизонты вулканогенной толщи отнесены М. Варенцовым к нижнему отделу туфогенной свиты. Тоже самое произведено и мною, но принадлежность всей этой свиты к нижнему эоцену мне представляется не совсем обоснованной. Допуская принадлежность нижних горизонтов этой мощной свиты к нижнему эоцену, я считаю, что большая ее часть относится к среднему эоцену, что доказывается находимой здесь микрофауной (см. разрезы Цителкалакского района и ущелья р. Тана).

В описанном выше разрезе общая мощность свиты дается 400 м, но по моим же данным (102) она превышает 600 м. Возможно, М. Варенцовым описана только нижняя часть разреза.

В этом же ущелье, по левой стороне указанной реки, в мульде синклинальной складки над туфогенной свитой залегают грубослоистые и массивные туфобрекчии и туфоконгломераты общей мощностью около 200 м. Верхние горизонты свиты здесь не сохранились.

Детальный разрез вулканогенной толщи ущелья р. Згудери (Имер-хеви) по М. Варенцову (71), представляется в следующем виде (снизу вверх):

„1. На размытой поверхности нижнего сенона светлозеленых и светлосерых мергелей залегает с угловым несогласием (Азимут падения нижнего сенона 140° <65°, а конгломератов — 150 <35°) мощная толща конгломерата из крупных, слабоокатанных галек и огромных плохоокатанных, или даже совсем не окатанных глыб верхнего мела. Отдельные глыбы известняков, мергелей и порфиритов имеют размеры до 10 метров в длину и 5 м в ширину и выделяются в обнажении в виде скальных утесов. В глыбах мергелей обнаружена фауна — иноцерамы нижнего турона. Мощность . 75 м

2. Выше — толща красноцветной глины, мергелистой, с прослоями песчаников зеленовато-серых туфогенных, мелкозернистых и с тремя пластами (по 2—3 м) конгломерата такого же типа, как и слой «3» — из таких же хорошо окатанных и хорошо отсортированных галек. Общая мощность около 20 м

3. Выше — конгломерат из хорошо окатанных крупных галек, состоящих из известняков и мергелей светлозеленых, светлосерых, светложелтых, розовых и красных (верхний мел) аржиллитов, туффитов зеленых и темносерых, серых и красно-бурых порфиритов и туфогенных песчаников (нижний мел). В отдельных крупных гальках светлосерых известняков и мергелей фауна — иноцерамы нижнего турона и сенона. Мощность . . . . 3 м

4. Мощная толща зеленых, зеленовато-серых и темносерых туфогенных песчаников, аржиллитов и темнокрасных туффитов с микрофауной нижнего эоцена (список фауны не дан. П. Г.). Эта толща имеет падение на ЮВ 160° 300—350. Мощность . . . . . 150 м

Необходимо отметить, что здесь отчетливо наблюдается несогласное налегание туфогенной свиты на меловые отложения, но нижнеэоценовый возраст ее является не достаточно доказанным. Прослеживая этот разрез выше, мы увидим, что над описанной пестроцветной туфогенной свитой совершенно согласно залегает мощная толща слоистых туфогенных пород серых, зеленовато-серых, красновато-коричневых цветов, общей мощностью не менее 500 м; *таким образом, мощность всей туфогенной свиты здесь превышает* 600 м.

Выше слоистой пестроцветной свиты, совершенно согласно с нею, залегает мощная толща грубослоистых и массивных туфобрекчий с прослоями слоистых туфопесчаников и микротуфобрекчий и реже микротуфоконгломератов. Общая мощность верхней свиты вулканогенной толщи в этом разрезе не превышает 400 м. Таким образом и здесь ясно видно разграничение вулканогенной толщи на две свиты.

В северном крыле Имерхевской антиклинали выходит только нижняя часть пестроцветной тонкослоистой туфогенной свиты общей мощностью около 250 м. Здесь она непосредственно и без углового несогласия залегает на верхнемеловых отложениях и круто падает на север. Нижняя туфогенная свита, с крутым падением, хорошо прослеживается западнее, в сторону с. Гвердзинети, где по левой стороне р. Дзама на ней трансгрессивно *залегают верхнеэоценовые нуммулитовые песчаники. Здесь в глинистых* туфопесчаниках много рыбьих чешуй.

Несогласное трангрессивное налегание вулканогенной толщи на верхнемеловые образования наблюдается как в ущелье р. Хведурети, в обоих крыльях Хведуретской антиклинали и Казахской синклинали, так и далее на восток между с. Земо-Хведурети и с. Горис-джвари. То же самое наблюдается в северной части Ахалцихско-Имеретинского и Гурийского хребтов, начиная от с. Патара-Харагоули на востоке и кончая гор. Ланчхути на западе. В этой части исключительно большим распространением пользуется нижняя туфогенная свита вулканогенной толщи среднего эоцена, общая мощность которой, по грубым подсчетам, превышает 1,5 км. В гребневой части названных хребтов и на южном склоне первого, в мульдах многочисленных синклинальных складок и в сводовых частях антиклиналей, над слоистой туфогенной свитой залегает мощная толща грубослоистых туфобрекчий верхней свиты.

Аналогичная картина наблюдается в бассейне Куры, начиная от ст. Ахалдаба и кончая с. Ацхури, в районах с. Цниси и Цхалтбила, а также по всей центральной части Триалетского хребта, начиная от Арджеванского хребта на востоке и кончая хребтом Ортатави (к югу от с. Ацхури) на западе. В Ахалцихской депрессии вулканогенная толща выступает в сводовых частях антиклинальных складок как в районе самого города и запад-

нее, так и в районе с. Цниси и по всей северной и южной периферии депрессии.

Наиболее полные разрезы вулканогенной толщи наблюдаются в гребневой и южной частях Ахалцихско-Имеретинскгоо хребта и в средней части долины Куры между ст. Ахалдаба и с. Ацхури. Здесь она достигает максимума своей мощности, в среднем не менее 4 км, и характеризуется широким развитием мощных внутриформационных покровов андезитовых лав, число которых, в некоторых случаях, достигает 10. Эти покровы, также сильно дислоцированные и смятые в складки, как и вся остальная часть вулканогенной толщи, играют крупную роль в геоморфологии всей этой области, создавая скалистый и обрывистый рельеф.

Покровы, в основном, приурочены к нижней части верхней грубослоистой и массивной туфобрекчиевой свиты, но встречаются и в верхних горизонтах нижней туфогенной свиты, а также в туфобрекчиевой свите.

Прекрасные сильно дислоцированные разрезы с внутриформационными андезитовыми покровами можно видеть как в самой долине Куры в районе ст. Ахалдаба, так и по ее правым и левым притокам: в ущелье Абастуманки, в районе Нижнего Абастумана и южнее в районе г. Окюз-даг и др.

Интересен разрез верхней свиты грубослоистой туфобрекчиевой толщи в районе с. Цриохи, данный С. Лукашевичем и В. Страховым (236). Здесь в южном крыле крутопадающего крыла антиклинальной складки наблюдается следующая последовательность напластований (снизу вверх).

1. Крепкие сланцеватые глинистые и туфогенные песчаники, выступающие небольшими гривками вдоль по пологому склону седловины; падение на ЮВ 160° ∠ 62°. Видимая мощность . . . . . 35 м
2. Толстослоистый серый туфогенный песчаник очень грубозернистый, переходящий в грубообломочный конгломерат. Мощность . . . . 6,2 м
3. Небольшой перерыв в обнажении, соответствующей мощности слоев около 85 м. Здесь породы обнажены небольшими участками, где видны туфопесчаники, чередующиеся с туфобрекчиями из грубообломочного материала. Мощность . . . . . 85 м
4. Серые с зеленоватым оттенком косослоистые туфопесчаники. Мощность 16,75 м
5. Крепкая крупнообломочная туфобрекчия с валунами и щебнем андезитовых пород. Мощность . . . . . 48,8 м
6. Крепкие темносерые мелкозернистые песчаники. Падение слоев ЮВ 165° 65°. Мощность . . . . . 12 м
7. Туфобрекчии и туфопесчаники с прослоями туфоконгломератов. Мощность 48,40 м
8. Перерыв в обнажении, соответствующий мощности слоев 18 м; среди задернованного склона имеются небольшие выходы пород крупнообломочных туфобрекчий. Мощность . . . . . 18,00 м
9. Крепкие мелкообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты. Мощность 27,00 м
10. Туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями серых плотных туфогенных песчаников. Падение слоев ЮВ 160° 68—67 . Мощность . . 29,15 м

11. Очень крепкие мелкозернистые зеленовато-серые туфогенные песчаники с неправильно-скорлуповатой отдельностью. Падение ЮВ $160^0 < 68^0$. Мощность . . . . . 43,20 м
12. 1-й мощный прослой изверженной породы (нижний), представляющий светлый грязновато-серый андезит с выделениями белых кристаллов плагиоклаза и темных минералов авгита. Мощность . . . . . 29,50 м
13. Серые, плотные, очень мелкозернистые и зеленовато-серые, рыхлые, с скорлуповатой отдельностью туфопесчаники с прослоями туфобрекчий из андезитовых пород. Мощность . . . . . 56,30 м
14. II-ой прослой изверженной породы желтовато-сервый андезит с мелкими белыми выделениями кристаллов полевых шпатов и с незначительным содержанием темных минералов. Мощность . . . . . 21,25 м
15. Туфогенные песчаники, отчасти глинистые, серые с примесью туфогенного материала, переслаивающиеся с туфобрекчиями. Мощность . . 26,90 м
16. III-й прослой изверженной породы. Грязносерый, местами розовато-серый с кирпичным оттенком андезит с выделениями мелких белых кристаллов полевых шпатов и темных минералов. Мощность . . . . 6,60 м
17. Туфобрекчии и туфоконгломераты с прослоями изверженных андезитовых пород серого цвета. Мощность . . . . . 34,70 м
18. Желтоватые и зеленовато-серые туфогенные, грубозернистые и мелкозернистые песчаники. Падение слоев ЮВ $155^0 < 71^0$. Мощность . . 32,75 м
19. IV-й прослой изверженных пород. Светлосерый, местами с желтоватым оттенком, плотный андезит с мелкими выделениями кристаллов полевых шпатов. Мощность . . . . . 55,50 м
20. Туфопесчаники с прослоями мелкообломочной туфобрекчии яркозеленого цвета. Мощность . . . . . 77,00 м
21. Тонкослоистые, сланцеватые, мелкозернистые, пестроцветные (зеленые, желтые, серые и бурые) туфогены, отчасти кремнисто-глинистые с туфогенным материалом песчаники. *Падение слоев* ЮВ $160^0 < 64^0$. *Мощность* 12,01 м
22. V-й прослой изверженной породы. Светлосерый, слегка ноздревато-губчатый андезит с выделениями светложелтоватых кристаллов полевых шпатов. Мощность . . . . . 36,60 м
23. Туфобрекчии с прослоями туфов и темных изверженных пород андезитовых лав. Мощность . . . . . 16,30 м
24. Темные с зеленоватым оттенком рыхлые андезитовые туфы и андезиты. Мощность . . . . . 18,00 м
25. Туфобрекчии. Мощность. . . . . 7,20 м
26. VI-й прослой изверженной породы. Светлосерый, слегка ноздревато-губчатый андезит с выделениями белых кристаллов полевых шпатов. Мощность 32,60 м
27. Темные, серые и светло-зеленовато-желтвато-серые туфы, чередующиеся прослоями и участками различной мощности и величины с темными изверженными породами цементированных андезитов, имеющих местами ясно выраженную миндалевидную структуру (мандельштейн). Мощность . 48,10 м
28. VII-й мощный прослой изверженной породы. Светло-желтовато-серый с розовым оттенком андезит, ноздревато-губчатой с небольшими прослоями темных стекловатых изверженных пород андезитового типа. Мощность 53,40 м
29. Темные с зеленоватым оттенком туфы и цеолитизированные андезиты мандельштейны) с незначительными прослоями светлосерых андезитов. Мощность . . . . . 57,20 м

30. Серый ноздревато-губчатый андезит. Мощность . . . 14,40 м
31. Темные туфы и андезиты. Мощность . . . . . 17,40 м
32. Серый андезит. Мощность . . . . . 15,30 м
33. Темные андезитовые туфы и андезиты с прослоями светлых андезитов. Мощность . . . . . 81,30 м

Гипсометрически ниже рельеф сглаживается и река вступает в Ахалцихскую депрессию, где хорошо выражена высокая терраса. Слои, представляющие продолжение разреза, обнажаются близ с. Цриохи в синклинальной и антиклинальной складках, залегая согласно на горизонте 33. Они представлены пестроцветными тонкослоистыми, сланцеватыми туфопесчаниками, кремнистыми или глинистыми песчаниками, с чередованием крупнообломочных туфобрекчий, андезитовых пород и прослоев желтовато-бурого рыхлого глинистого песчаника общей мощностью около 200 м. Эта свита мною относится уже к оверзскому ярусу—верхней слоистой туфогенной свите.

В приведенном разрезе, где общая мощность верхней части вулканогенной свиты равна 1100 м, выделяются 9 внутриформационных андезитовых покровов; число и мощность их по простиранию меняются как в восточном, так и в западном направлениях.

Кроме андезитовых внутриформационных покровов в вулканогенной толще часты покровы базальтового типа черного цвета с радиально-лучистой отдельностью, в то время как для андезитовых покровов характерна столбчатая отдельность. Последняя хорошо наблюдается в ущелье Абастуманки близ с. Нижний Абастумани, где отчетливо и ясно видно до 4-х мощных внутриформационных покровов. Этот андезитовый горизонт вулканогенной толщи широко развит по всей северной периферии Ахалцихской депрессии, начиная от Ацхури на востоке и кончая Абастуманским ущельем на западе, где он является агатоносным. Почти все крупные месторождения агата Ахалцихского района приурочены к этой полосе.

В районе высокого горного массива г. Сабанебели верхние горизонты вулканогенной толщи представлены массивными лавовыми брекчиями и андезитовыми покровами и реже туфобрекчиями и туфопесчаниками.

В Аджаро-Гурийском хребте, в Аджарии и в горной части Гурии вследствие погружения складок пестроцветная нижняя слоистая туфогенная свита выступает только в сводовых частях крупных антиклиналей. В этой части Аджаро-Триалетской геосинклинали, вообще не так ясно наблюдается разграничение вулканогенной толщи на нижнюю слоистую туфогенную и массивную туфобрекчиевую свиты, хотя в средней части течения р. Аджарис-цхали оно хорошо выражено.

В бассейне р. Санали (северный склон Шавшетского хребта) С. Кузнецов (215), в восходящем разрезе выделяет 4 стратиграфических компонента: «1) свита зеленых туфобрекчий; 2) толща плотных сланцевых туфо-

генов с прослоями нормальных осадочных пестрых мергелистых пород; 3) перемежающаяся свита тех же плотных пелитовых и псаммитовых туфогенов, с внутрипластовыми покровами авгито-лабрадоровых порфиритов; 4) четвертой толщей можно считать свиту туфогенов и туфобрекчий с более мощными накоплениями авгито-лабрадоровых порфиритовых покровных излияний.»

По аналогии с Триалетским хребтом вполне возможно, что первая свита С. Кузнецова, по своему литологическому характеру относится к меловой вулканогенной толще. Выходы подобных пород С. Кузнецовым описаны и в других пунктах (между яйлой Дгвани и яйлой Джабнидзе и др.), где они занимают то же стратиграфическое положение. Вторая и третья свиты соответствуют нашей пестроцветной нижней слоистой туфогенной свите, а четвертая нашей грубослоистой туфобрекчиевой свите. Таким образом, исключая первую свиту, в этом бассейне вулканогенная толща также расчленяется на две свиты. Мощность свит не указаны.

В западной части Аджарии, в низовьях р. Чорохи вплоть до берега моря, туфобрекчиевая свита литологически представлена черными массивными и базальтовыми туфобрекчиями и базальтовыми внутриформационными лавовыми покровами, имеющими хорошо выраженную столбчатую отдельность. Б. Меффертом (250) эти образования причяты за молодые четвертичные лавовые покровы.

С. Кузнецов (217) в Аджаро-Триалетском хребте различает еще полевошпатовые и авгитовые вулканогенные кластические формации. Первую он относит к среднему эоцену, а вторую — к верхнему эоцену. Согласно его данным, верхнеэоценовая авгитовая вулканогенная кластическая формация особенно полно представлена в бассейнах Чаквис-цхали, Кинтриши и Коблиан-чай. Эта же формация им показана и по Аджарис-цхали ниже с. Кеда до с. Доходзе, откуда довольно широкой полосой тянется на северо-восток и на Аджаро-Гурийском хребте соединяется с вышеуказанной областью их распространения. Согласно карте С. Кузнецова, Зекарский перевал и г. Нагеба также сложены верхнеэоценовой авгитовой кластической формацией (фация Аджаристана).

Необходимо заметить, что здесь такого строгого, закономерного разграничения вулканогенной толщи не наблюдается. Очень часто авгитовые туфобрекчии залегают ниже полевошпатовых туфобрекчий. Для примера можно привести хотя бы обширную полосу развития этих отложений, начиная от с. Нуниси на востоке и кончая с. Хидари на западе, где разрез вулканогенного эоцена начинается с авгитовых туфобрекчий. Не отрицая принадлежности верхней части вулканогенной толщи Аджаро-Гурийского хребта к верхнему эоцену (оверзскому ярусу), я считаю неправильным отнесение к нему вулканогенной толщи Зекарского перевала и г. Нагеба, так как

эта толща сверху перекрыта массивными туфобрекчиями, а эти последние, в Ахалцихской депрессии, перекрываются оверзским ярусом.

Мощная толща вулканогенных образований Ахалцихско-Имеретинского и Аджаро-Гурийского хребтов вообще очень бедна фауной. В ущельи Ванис-цхали в окрестностях с. Вани В. Петровым (215) в туфобрекчиях были найдены нуммулиты, представленные, согласно С. Кузнецова одним, характерным для среднего эоцена видом *Num. Partschi-Oosteri* de la Harpe.

Общая мощность всей вулканогенной толщи в Аджарии измеряется километрами.

В восточной части Триалетского хребта, в районе ст. Мцхета вулканогенная толща среднего эоцена совершенно согласно следует за флишевыми отложениями и трангрессивно перекрывается верхним эоценом. Этот район детально изучен И. Качарава (185), М. Варенцовым (63, 71) и В. Пахомовым (285).

В районах с. с. Дзегви и Мцхета вулканогенная толща по своему характеру (чередование тонко- и среднеслоистых довольно плотных окремненных туфопесчаников и туфобрекчий пестрых цветов) очень похожа на атенскую туфогенную свиту. Непосредственно выше с. Дзегви, у кладбища, обнажены олигоценовые сланцеватые гипсоносные песчаники и глины желтовато-шоколадного цвета, с падением на СЗ $345^{\circ} < 75^{\circ}$. Под олигоценовыми песчаниками залегают толстослоистые туфобрекчии, которые гипсометрически выше, но стратиграфически ниже переходят в тонкослоистые туфобрекчии и туфопесчаники пестрых цветов, с падением на ЮВ $165^{\circ} < 65^{\circ}$ (опрокинутое на север северное крыло Мцхетской антиклинали). В толстослоистых туфобрекчиях найдены мною: *Num. laevigatus* Brug. и *Discocyclina scalaris*. Schlum. Под тонкослоистыми туфопесчаниками, мощностью, в среднем, 200—250 метров согласно залегают кварцевые нуммулитовые песчаники флишевой толщи.

Недалеко от указанного пункта, в ущельи р. Дарбазула, в нижней части туфогенной свиты (в чередующихся между собой зеленых мергелях, желтоватых и сланцеватых глинистых песчаниках и коричневых тонкослоистых туфопесчаниках) М. Качарава найдена характерная для среднего эоцена микрофауна: *Gaudryina* sp. ex gr. *filiformis* Rerth., *Eponides trumpyi* Nutt., *Globorotalia crassaformis* (Gallow. et Mor.), *Cibicides* cf. *midwayensis* (Plum.).

Совершенно аналогичный разрез нижнеслоистой туфогенной свиты имеется у ст. Мцхета по обоим склонам ущелья р. Куры. Здесь на левом берегу реки, между старым и новым мостом, в туфопесчаниках мною были найдены: *Nummulites laevigetus* Brug. и *Discocyclina sp. ind.*

Гипсометрически и стратиграфически выше туфопесчаников, в небольшой узкой балке, залегает крутопадающая, около 600—700 м мощностью, тонкослоистая туфогенная свита, выше согласно переходящая в грубослоистые туфобрекчии и туфопесчаники мощностью до 50 м, которые перекрываются глинистыми песчаниками и песчаниками нацхорской свиты верхнего сармата. Вся эта свита очень хорошо обнажена по левому и правому склонам ущелья р. Куры. На правом склоне, в грабневой части хребта Армази на южном крыле Мцхетской антиклинали, выше слоистой туфогенной свиты залегают массивные туфобрекчии мощностью около 60—80 м, в свою очередь трансгрессивно перекрывающиеся глинисто-песчанистыми отложениями верхнего эоцена. Общая мощность свиты около 700—800 м.

По своему стратиграфическому положению вулканогенная свита Дзегви-Мцхетского района соответствует нижней слоистой туфогенной свите остальных районов Аджаро-Триалетской геосинклинали. Верхняя грубослоистая и массивная туфобрекчиевая свита, здесь представлена лишь частично. Аналогичная картина наблюдается и в районе гор. Тбилиси на Телетском хребте.

В Тбилиси вулканогенная толща обнажена в ущелье Дабаханки, на Сеид-Абадской и Авлабарской грядах, в скалистых уступах Комсомольской аллеи и около Метехской крепости, в обрывах р. Куры. Именно здесь, вначале Г. Абихом (8), а затем В. Пахомовым (285) и другими выделены дабаханская свита и «конгломераты запутанного напластования». Дабаханская свита, по данным указанных исследователей, непосредственно и совершенно согласно залегает на флишевых отложениях нижнего эоцена и в ущелье р. Алгети, по данным В. Эдилашвили (392) представлена глинами и мелкозернистыми туфопесчаниками и часто включает тонкослоистые зеленоватые мергелистые глины и мергели. На левом склоне р. Алгети в карбонатной породе обнаружены (185) *Num. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. Murchisoni* Brug., *N.* cf. *atacicus* Leym., *Discocyclina* sp.

У с. Асурети, по данным И. Качарава (185), дабаханская свита представлена мягкими сланцеватыми глинами, толстослоистыми туфогенными песчаниками и мергелистыми известняками богатыми фауной *Num. sp.* ex gr. *laevigatus* Brug., *N. sp.*, *Discocyclina Archiaci* Shlum.

Выше этой свиты залегают массивные и толстослоистые туфогенные песчаники, содержащие *Num. sp.* ex gr. *laevigatus* Brug., *N. gallensis* Heim., *N. Murchisoni* Brug., *Discocyclna sp.* Указанные формы дабаханскую свиту этого района датируют средним эоценом.

На северном крыле Телетской антиклинали, близ г. Кер-оглы, под туфобрекчиевой свитой, в которой залегает андезит-базальтовый покров Кер-оглы, развиты чередующиеся зеленовато-серые мергели и туфогенные пес-

чаники. В этой толще в районе Кобийского монастыря обнаружены валуны зеленоватых мергелей с фауной: *Dis. Archiaci* Schl., *Num. atacicus* Leym.

В более восточных районах, близ с. Гоубани, дабаханская свита представлена (285): *мягкими сланцеватыми глинами, песчаниками и туфопесчаниками и толстослоистыми*, зеленовато-серыми мергелями и туфопесчаниками, сверху согласно перекрытыми туфобрекчиями с валунами желтых слоистых пород. Эта часть относится уже к верхней свите, «конгломератам запутанного напластования». В нижней части дабаханской свиты много нуммулитов и дискоциклин. Основание свиты не обнажено.

Дабаханская свита выходит также у с. Кумиси, где она сложена слоистыми темносерыми глинами, зеленовато-серыми мергелями и туфопесчаниками, которые сверху согласно перекрыты туфобрекчиями мощностью до 20 м, включающими валуны слоистых пород и андезито-базальтов, и относящимися уже к горизонту «конгломератов запутанного напластования». В сланцах много отпечатков рыб и их чешуй. Основание свиты и здесь не обнажено.

Более полные разрезы дабаханской свиты имеются в г. Тбилиси в ущелье самой р. Дабаханки в Ботаническом саду, где она представлена чередованием темносерых сланцев с зеленоватыми или желтовато-серыми слоистыми туфогенными песчаниками, мощностью в несколько десятков метров. Глинистые сланцы содержат рыбьи чешуи. Некоторые породы свиты битуминозны. Рыбные остатки определены В. Богачевым (46): *Apagonis spinosus* Ag., *Palacophychus* cf. *Zittéli* Krumb., *Scatophagus*(?) *sp.*, *Acanus* aff. *spinosus* Blainv., *Prolebius sp.*, *Zeus* sp., *Clupea* sp., *Labrax* sp.

По данным М. Варенцова (71) мощность дабаханской свиты, которая согласно перекрыта свитой «конгломератов запутанного напластования», в этом месте равна 75—100 м, а по р. Асуретис-хеви доходит до 250 м.

На основании вышеприведенной фауны и, учитывая стратиграфическое положение, возраст дабаханской свиты определен И. Качарава (185) и В. Пахомовым, как средне-эоценовый, но М. Варенцов считает более правильным отнесение ее к нижнему эоцену, в чем с ним согласиться нельзя. Свиту как здесь, так и в районе Мцхета следует считать средне-эоценовой.

Вторая, верхняя свита среднеэоценовых отложений, в Тбилисском районе и на Телетском хребте, как уже отмечалось, представленная так называемыми «конгломератами запутанного напластования», по данным ряда исследователей (185, 392) согласно залегает на нижней свите.

Эта свита по своему составу и сложению является своеобразной и действительно запутанной. Она представлена брекчиями, а не конгломератами и поэтому правильнее было бы ее назвать «брекчиями запутанного напластования. По описанию И. Качарава и В. Пахомова она сложена глыбами, валунами и обломками пород различного состава и величины,

сцементированными грубым туфогенным песчаником; Включения, разнообразные по форме и размерам, представлены известняками верхнего мела, нуммулитовыми и дискоциклиновыми известняками, мергелями, известковистыми слоистыми песчаниками, песчаниками беловатого цвета, темносерыми сланцами, туфопесчаниками и изверженными породами. Мергели, темносерые сланцы и туфогенные песчаники напоминают породы дабаханской свиты, изверженные породы относятся к группе андезито-базальтов («Саганлугская осыпь»). Замечено, что в районах распространения андезито-базальтовых и андезито-дацитовых покровов к туфобрекчиям в большем количестве примешиваются обломки и глыбы этих пород. Среди туфобрекчий часто залегают темносерые сланцы и туфопесчаники. В сланцах изредка попадаются чешуи рыб.

На Телетском хребте, в «брекчиях запутанного напластования» наблюдаются изолированные выходы андезито-базальтовых пород, которые считали раньше потухшими вулканами моногенного типа. Однако, в 1926 году А. Джанелидзе высказал мнение, что все эти отдельные выходы изверженных пород являются отторженцами и глыбами, включенными в брекчию. Андезито-базальтовый покров Кер-оглы он также считает внутриформационным покровом, что полностью подтвердилось последующими исследованиями И. Качарава.

Горизонт запутанного напластования обладает очень изменчивой мощностью и локальным распространением. Так, в районе селений Шиндиси—Цавкиси мощность горизонта равна 20 м, в районе Окрокана — 5 м, а в погруженной части Сеидабадской антиклинали она увеличивается до 100 м; близ с. Кумиси она равняется 20—30 м, выдерживаясь далее на запад. В районе Асурети горизонт запутанного напластования сложен толстослоистыми туфогенными песчаниками, с фауной *Num.* sp. ex gr. *laevigatus* Brug., *N. gallensis* Haim., *N. Murchisoni* Br., *Discocyclina* sp. и массивными туфобрекчиями с включениями слоистых пород.

По данным В. Пахомова, здесь дабаханская свита полностью выклинивается и горизонт запутанного напластования непосредственно залегает на флишевых отложениях. По данным же И. Качарава (185) и В. Эдилашвили (392), наоборот, здесь отложения Дабаханской свиты имеются, а горизонт запутанного напластования в 15 км западнее Асурети полностью выклинивается. В. Пахомов отмечает полное отсутствие следов горизонта запутанного напластования у с. с. Тавсагдери, Богои и Парцхиси. Этот горизонт мощностью в 100 м обнаружен в буровых скважинах, заложенных в погруженной части Навтлугской антиклинали. Что происходит с этим горизонтом в восточном направлении неизвестно, по причине погружения складок. Во всяком случае, вышеприведенные данные, точно оконтуривая его с трех сторон — с юга, запада и севера свидетельствуют об очень

ограниченном его распространении. По наблюдениям В. Пахомова (285), горизонт запутанного напластования ложится на разные горизонты дабаханской свиты.

На основании анализа всего существующего материала, я прихожу к заключению, что горизонт запутанного напластования является фацией верхней части дабаханской свиты и изменчивость мощностей как первого, так и второй, вызвана, с одной стороны замещением фаций, а с другой — подводной эрозией.

И. Качарава высказывает предположение об обвально-оползневом происхождении горизонта запутанного напластования, с чем соглашается и В. Пахомов (285). Совершенно иное мнение высказывает М. Варенцов (71): «горизонт запутанного напластования» представляет собой не что иное, как горизонт глыбовых конгломератов, совершенно таких же, как мы наблюдали на реке Тедзами в ущелье Згудери и во многих других соседних районах. . . По сути дела, здесь, в районе Тбилиси мы имеем лишь жалкие остатки мощной туфогенной свиты, уцелевшие от размыва и превращенные, в результате этого размыва, в глыбовые конгломераты». «Мы считаем, что размыв происходил после образования туфогенной свиты, а не в процессе, не во время ее образования, не в нижнем, или среднем эоцене, а в конце среднего эоцена или в начале верхнеэоценового времени, когда мы имели образование интенсивных поднятий, сильные размывы и накопление аналогичных глыбовых конгломератов, почти во всех соседних районах Большого и Малого Кавказа». Короче говоря, это — накопление регрессивного моря.

С вышеприведенными соображениями я не могу согласиться. Прежде всего, необходимо выяснить, откуда и каким образом появились разные по форме, величине и составу валуны и глыбы различных пород, начиная от верхнемеловых известняков, и кончая андезито-базальтами. Если бы породы «горизонта запутанного напластования» действительно были развиты в юго-западной части Телетского хребта,, там где под флишевыми отложениями палеоцена и нижнего эоцена залегают верхнемеловые известняки, то происхождение глыбовых накоплений легко было бы объяснить путем допущения обвалов берегового скального склона. Однако, мы знаем, что в этом направлении горизонт запутанного напластования полностью выклинивается и в юго-западной части хребта и в районе хребта Бедени, где также развиты среднеэоценовые вулканогенные образования, он совершенно отсутствует. Трансгрессивное залегание вулканогенной толщи здесь также не наблюдается. Там где среднеэоценовая вулканогенная толща трангрессирует — в области Лекского массива и в некоторых районах Триалетского хребта,— горизонт запутанного напластования также отсутствует.

Таким образом, существование глыб верхнемеловых известняков, объе-

мом в несколько десятков кубических метров в горизонте запутанного напластования не может быть объяснено обвалами. Не может быть объяснено оно также и размывом нижележащих «приподнятых» толщ эоцена. Если даже допустить наличие таких «поднятий», то все же вопрос существования глыб древних пород в этом горизонте остается неразрешенным. Трудно себе представить принос из отдаленных районов таких крупных глыб, тем более, что они или совершенно не обработаны водой или же носят очень слабые следы окатывания. В этих образованиях совершенно отсутствуют конгломераты, а потому, пример приводимый М. Варенцовым из ущелий Тедзами и Згудери, где имеются настоящие конгломераты, непосредственно залегающие на верхнемеловых отложениях, здесь абсолютно неприемлем. Наконец, поднятия о которых говорит М. Варенцов, имели место не в среднем, а в начале верхнего эоцена, в отложениях же этого времени породы запутанного напластования не наблюдаются.

Таким образом, не считая существующие до настоящего времени взгляды по поводу происхождения горизонта запутанного напластования обоснованными, я предполагаю, что «конгломераты запутанного напластования» чисто вулканогенного происхождения; различного состава, объема и формы глыбы этого горизонта являются выбросами (из разных горизонтов осадочных толщ верхнего мела, палеоцена и эоцена) взрывов среднеэоценовых подводных вулканов. Не исключена возможность, что одновременно с этим имели место и подводные оползневые явления, однако роль их в образовании горизонта второстепенная.

Чтобы закончить общую характеристику вулканогенной толщи восточной части Триалетского хребта, необходимо коснуться и возраста ее. И. Качарава и В. Пахомов, всю эту толщу относят к среднему эоцену, а М. Варенцов дабаханскую свиту относит к нижнему эоцену, а «конгломераты запутанного напластования» — к верхнему и частично верхам среднего эоцена.

С этим трудно согласиться, так как вышеприведенная фауна, как из самой дабаханской свиты, так и из «конгломератов запутанного напластования», а также стратиграфическое положение самой толщи, по моему, ясно указывают на ее среднеэоценовый возраст. Довод И. Качарава о непригодности для определения возраста этого горизонта среднеэоценовой фауны, находящейся здесь, по его мнению, во вторичном залегании, мне кажется неубедительным. Это еще более маловероятно, если учесть, что при допущении верхнеэоценового возраста этого горизонта остается непонятным во-первых, полное отсутствие здесь соответствующей фауны, а во-вторых факт наличия в большом количестве в подошве вышележащих отложений мамадавидской нуммулитовой свиты форм среднего эоцена. «Конгломераты запутанного напластования» сверху, по данным самого И. Качарава,

перекрыты туфогенными породами и андезит-базальтовыми покровами, что определенно указывает на подводную вулканическую активность, известную в остальных частях Триалетского хребта в среднем эоцене. Вот почему всю вулканогенную толщу этого района, пока других более убедительных фактов не обнаружено, следует считать среднеэоценовой.

Таким образом, в Аджаро-Триалетской геосинклинали развита вулканогенная толща огромной мощности, книзу согласно переходящая в нижнеэоценовые флишевые отложения, а кверху — в отложения оверзского яруса (Ахалцихский район). Она трансгредирует только в северной периферии Ахалцихско-Имеретинского хребта и в кордильерах центральной части геосинклинали.

Если бы не указания М. Варенцова о присутствии в нижней части толщи нижнеэоценовой микрофауны, всю вулканогенную толщу смело можно было бы отнести только к среднему эоцену. Во всяком случае, в восточной части Триалетского хребта она полностью средноэоценового возраста, но в центральной и в западной частях геосинклинали самые нижние горизонты вулканогенной толщи, возможно, содержат и элементы нижнего эоцена. Одновременно с этим не исключена возможность, что в западной части геосинклинали верхняя часть вулканогенной толщи содержит и элементы оверзского яруса.

Следует отметить, что в восточной части Триалетского хребта представлены только нижняя слоистая туфогенная свита и незначительная часть верхней туфобрекчиевой свиты. В этой части хребта верхняя серия туфобрекчий, возможно размыта верхнеэоценовой трансгрессией.

Вместе с этим также отчетливо выявляется, что в юго-восточной части Триалетского хребта (в районе Телетского хребта) и южнее, в полосе соприкосновения геосинклинали с Артвинско-Сомхитской глыбой, среднеэоценовые образования представлены в иных фациях и мощностях. Здесь преобладают терригенные и карбонатные фации и максимальная мощность этих отложений не превышает 350 м. Отсутствие внутриформационных покровов в восточной части хребта связано с отсутствием здесь верхней половины вулканогенной толщи.

Артвинско-Сомхитская глыба (Локский массив)

Среднеэоценовые отложения в этой части исследуемой области впервые были выявлены В. Грушевым (120) в районе вершины Ляльвар, а затем мною совместно с В. Эдилашвили (93) в районе Локи. Впоследствии В. Эдилашвили (392) эти отложения были прослежены и в Башкичетском районе.

В указанных районах средний эоцен занимает сравнительно небольшие изолированные эрозией друг от друга площади, с большим угловым несо-

гласием перекрывая более древние образования, начиная от кристаллических пород и кончая верхнемеловыми известняками. Вся толща среднего эоцена сложена в основном вулканогенными породами, но в нижней части ее выделяются конгломераты, кварцевые и слюдистые песчаники с нуммулитами и нуммулитовые известняки, которые можно рассматривать как базальные образования.

Базальные отложения характеризуются изменчивой мощностью (от 3—4 до 50 м) и не везде представлены всеми вышеперечисленными литологическими разностями. Наиболее выдержанными из них являются конгломераты и кварцевые песчаники, в то время, как нуммулитовые известняки имеют линзообразное залегание.

Наиболее полные разрезы среднего эоцена наблюдаются к югу от с. Джандари, ниже Локского перевала, в окрестностях Ташбаши. Здесь мы имеем (снизу вверх):

1. Граниты розовато-красные, выветрелые.
2. Конгломераты с крупными гальками гранитов, сцементированные гранитной дресвой. Найдены нуммулиты плохой сохранности. Мощность около . . . . . 20 м
3. Конгломераты с более мелкими гальками, сцементированные кварцевыми песчаниками. Содержат нуммулиты плохой сохранности. Мощность около . . . . . 18 м
4. Мелкозернистые кварцевые песчаники с фауной нуммулитов плохой сохранности. Мощность . . . . . 12 м
5. Нуммулитовые слюдистые песчаники; в верхних горизонтах появляются тонкослоистые туфопесчаники. Падение ЮЗ $190^0 < 20°$. Песчаники переполнены нуммулитами, из коих И. Качарава определены *Nummulites Partschi de la* Hpre. Мощность . . . . . 27 м
6. Туфогенная свита. В нижних горизонтах найдены *Nummulites Partschi de la Harpe*. Мощность . . . . . 300 м

Восточнее Ташбаши конгломераты и кварцевые песчаники контактируют с лейасскими слюдистыми песчаниками и конгломератами. Между ними настолько большое сходство, что на первый взгляд различить их невозможно. Повидимому, этим объясняется, что В. Грушевой принял их за одну (байосскую) свиту. Однако, анализ наблюдаемого разреза легко убеждает нас в том, что они принадлежат разным свитам. Немного восточнее этого пункта конгломераты и кварцевые песчаники с нуммулитами вначале ложатся на слюдистые песчаники лейаса с ауцеллинами, а затем на байосские вулканогенные породы. Здесь же ясно видно азимутальное несогласие между юрскими отложениями и базальными образованиями среднего эоцена: первые падают на СВ, а вторые на ЮЗ. Еще восточнее, средний эоцен, с базальным конгломератом в основании, непосредственно залегает на байосских массивных туфобрекчиях.

В сторону перевала Волчьи ворота средний эоцен г. Локи заканчивается, появляясь снова, после довольно большого перерыва, в районе вершины

г. Ляльвар, где во многих местах наблюдаются хорошие разрезы. На юго-западном склоне горы, в начале зоны альпийских лугов, на высоте приблизительно 1750—1800 м. имеется следующий восходящий разрез:

1. Туфобрекчии байоса.
2. Конгломераты с хорошо окатанными гальками байоса и кристаллических пород. Мощность . . . . . 3—4 м
3. Светлые, зеленовато-серые, в некоторых местах красные, ороговикованные нуммулитовые известняки — *Num. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. Partschi* de la Herpe. Мощность . . . . . 10 м
4. Светлосерые известковистые, тонкослоистые туфопесчаники с ежами и пелециподами плохой сохранности. Мощность около . . . 15 м
5. Грубослоистые, темного цвета туфобрекчии. Мощность около . 250—30 м

В этом районе среднеэоценовые отложения занимают гипсометрически самое высокое положение и со всех сторон окружены байосскими вулканогенными образованиями, на которых они залегают трансгрессивно и с большим угловым несогласием. Угол падения эоцена не превышает 15°.

Не менее интересные разрезы среднего эоцена имеются в Джараерском районе (к югу-западу от с. Джандар), являющемся непосредственным продолжением среднеэоценовых отложений района г. Лок-Ташбаши. Здесь к северу от с. Джараер среднеэоценовые отложения непосредственно ложатся на байосские вулканогенные породы и на лейасские слюдистые глинистые сланцы. В первом случае, имеется следующий разрез (снизу вверх).

1. Конгломераты. Мощность около . . . . . 12—13 м
2. Серовато-зеленоватые известняки переполненные крупными *Num. distans* Desh., *N. Partschi* de la Herpe. Мощность . . . . . 6 м
3. Мелкозернистые и тонкослоистые нуммулитовые туфопесчаники. Содержат *N. Partschi* de la Herpe. Мощность . . . . . 6—7 м
4. Туфогенная свита.

Непосредственно к западу от этого пункта, там где срдний эоцен залегает на лейасских слюдистых глинистых сланцах, имеется следующий разрез:

1. Конгломераты. Мощность около . . . . . 14—15 м
2. Тонкослоистые мергелистые песчаники. Мощность . . . 10 м
3. Нуммулитовые известняки с туфогенным материалом. Мощность 10—12 м
4. Туфогенные песчаники.

Из района Джараера среднеэоценовые отложения непрерывно продолжаются на северо-запад, где также представлены мощными вулканогенными отложениями с базальным конгломератом в основании. Например, на хребте г. Кошкатала за лейасскими слюдистыми песчаниками следуют конгломераты мощностью около 2—3 м, переходящие выше в туфобрекчии и в туфопесчаники. В низах вулканогенной свиты изредка попадаются богатые нуммулитами линзочки известняков длиной в 0,5 м. В конгломератах попадаются прослои известковистого туфопесчаника с микрофауной, мощностью 5 см. А. Фурсенко определены следующие виды форминифер:

Globigerina cf. *pseudobulloides* Pl. *Gibicides* cf. *refulgens* Montfort., cf. *lobatutus* Val. et Jac., *Discocyclina* cf. *straphiolata* (Gümb.), *Nodocyclina* sp. По данным В. Эдилашвили (392) в ущельях р. р. Кара-су, Машавера и в окрестностях г. Шиндляр, на верхнемеловые образования непосредственно налегают порфиритовые туфобрекчии. Нижние горизонты эоцена сложены туфобрекчиями и туфопесчаниками, содержащими угловатые обломки меловых известняков. Выше следуют массивные туфобрекчии и туфоконгломераты. Еще выше — тонкослоистые туфопесчаники, туфоконгломераты и туфы, среди которых часты внутриформационные порфиритовые покровы. Самые верхние горизонты этой толщи сложены тонкослоистыми и мелкозернистыми, зеленоватыми туфопесчаниками и довольно плотными туфогенными глинами; местами попадаются мергелистые прослои.

В ущелье р. Кара-Булах, в окрестностях с. Ормашени, средний эоцен начинается опять конгломератами, сложенными окатанными гальками карбонатных и туфогенных пород мела, мощностью 3—5 м. Выше них следуют песчанистые известняки с нуммулитами, которые по простиранию быстро выклиниваются и переходят сначала в песчаники, а потом в тонкослоистые зеленоватые туфы и туфопесчаники. Эти последние также содержат большое количество нуммулитов: *Num. Murchisoni* Brug., *N. Partschi* de la Harpe. Еще выше залегают массивные порфириты и порфиритовые туфобрекчии, переходящие в грубослоистые туфоконгломераты и туфы.

В северо-западном направлении вулканогенная толща Башкичетского района перекрывается молодыми четвертичными лавами и непосредственно не увязывается с вулканогенными отложениями Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Вышеописанные отложения Локского массива по своему страгиграфическому положению соответствуют нижней слоистой пестроцветной свите вулканогенной толщи Аджаро-Триалетской складчатой системы и по найденной фауне, точно датируются средним эоценом. Трансгрессивное залегание их на древних образованиях (палеозой, лейас и мел) дает основание заключить, что нисходящие движения, начавшиеся в Аджаро-Триалетской геосинклинали в палеоцене и достигающие максимума своего развития в среднем эоцене, вначале последнего охватили и большую часть Артвинско-Сомхитской глыбы. По этой причине трансгрессию среднего эоцена этой области я рассматриваю не как самостоятельную, а как развитие палеоценовой трансгрессий, как это наблюдалось и в самой Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В Артвинском массиве среднеэоценовые образования, по данным Г. Абиха (12) и Л. Бацевича (26) представлены вулканогенными отложениями, среди которых залегают известняки и мергелистые известняки.

В исследованной части Грузинской глыбы среднеэоценовые отложения в вулканогенной фации неизвестны. В Мухранской и Тирипонской долинах имеются только некоторые признаки наличия среднего эоцена в карбонатных фациях (189).

Оверзский ярус (верхняя слоистая туфогенная и мергелисто-песчанистая свита)

Аджаро-Триалетская система.

Оверзский ярус относят к верхнему эоцену. В наших условиях отложения этого яруса правильнее отнести к среднмеу, так как они тесно связаны с вулканогенной толщей среднего эоцена и трансгрессивно перекрываются приабонским ярусом. От среднеэоценовой вулканогенной толщи Оверзский ярус хорошо выделяется только в Ахалцихской депрессии, где он как самостоятельный стратиграфический горизонт, впервые был установлен мною в 1943 г.

Отложения оверзского яруса хорошо представлены в северной части депрессии, начиная от с. Цриохи (к северу от с. Ацхури) на востоке и кончая с. Плате на западе. Небольшие выходы их обнаружены к югу от Ахалциха в районе с. Грели.

Литологически эти отложения характеризуются чередованием тонкослоистых туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и сланцеватых и отчасти плитняковых мергелистых глин, мергелистых песчаников и кремнисто-глинистых песчаников, окрашенных в серые, желтые, зеленые, голубые, белые, красновато-коричневатые и др. цвета. Детальный их разрез, в районе с. Цриохи, приведенный в работе С. Лукашевича и В. Страхова (236), а также изученный мною, имеет следующий вид:

На среднеэоценовых массивных андезитовых туфобрекчиях залегают:

1. Пестроцветные тонкослоистые, сланцеватые, плотные и крепкие мелкозернистые *туфопесчаники (туфиты) с прослоями более грубозернистых* туфогенных песчаников и кремнисто-глинистых пород с примесью *туфогенного материала. Слои образуют ясно выраженную сланцеватость,* с гладкой поверхностью напластования, на которой легко замеряются элементы залегания слоев ЮВ 160° < 69—64°. Мощность . 70,80 м
2. Крупнообломочная туфобрекчия из андезитовых пород. Падение ЮВ 155° < 55°. Мощность . . . . . 6,75 м
3. Те же пестроцветные крепкие и плотные тонкослоистые сланцеватые туфогенные (туффиты) и кремнисто-глинистые песчаники ярких цветов: зеленые, серые, желтые, бурые и другие. Падение ЮВ 160° < 42° Мощность . . . . . 29,25 м
4. Желтобурый рыхлый прослой глинистого песчаника; падение ЮВ 158° < 44° Мощность . . . . . 1,5—2 м

5. Те же пестроцветные, тонкослоистые, крепкие сланцеватые туфогенные и кремнисто-глинистые песчаники с гладкой поверхностью наслоения, на которой замерено падение слоев ЮВ 160°< 38°. Мощность . 63,87 м
6. Второй прослой желтобурого рыхлого, глинистого песчаника. Падение ЮВ 160°< 40° Мощность . . . . . 2—2,5 м
7. Желтобурые рыхлые, местами более плотные, глинистые и кремнисто-глинистые, реже известковистые, толстослоистые песчаники, переслаивающиеся несколькими прослоями лучистобелой или желтовато-белой и серой туфогенной породы, напоминающей макроскопически белые и серые мергели, но совоершенно не содержащие карбонатов. Мощность этих прослоев непостоянна и колеблется от 2—4 до 10, реже более метров. В некоторых местах эти породы сопровождаются прослоями изверженных пород, представляющих в большинстве также покровы, а иногда пластовые интрузии (с. Гуркель, с. Ацхур и др.). Мощность этих изверженных пород находится в пределах 2,5—5 м. Мощность 40—50 м

Суммарная мощность всей свиты здесь получается 230—240 м.

От с. Цриохи верхняя слоистая туфогенная свита, следует вдоль северной границы Ахалцихской депрессии, переходит в Абастуманское ущелье и продолжается на запад почти до с. Дерцели (ущелье р. Квабис-хеви, Адигенский район). В районе хребта Персати (Пирсагат) она перекрыта андезитовыми лавами. В районе с. Свири среди туфопесчаников залегает пачка белых, очень тонкослоистых глинисто-мергелистых плитняковых сланцев, содержащих рыбьи чешуи. На западе, в сторону Абастуманского ущелья, близ с. Сагарадзе, эта пачка представлена более плотными светлыми песчано-глинистыми мергелями, содержащими кроме рыбьих чешуй мелкие пектены, один из которых, по определению И. Качарава, похож на *Variamussium sp.* Korobk., характерный для оверзского яруса.

Далее, слоистая туфогенная свита оверзского яруса хорошо обнажена севернее с. Шока и в окрестностях старой крепости Артун-кала. У с. Шока в грубозернистых туфопесчаниках мною была обнаружена фауна фораминифер, из которых И. Качарава определены *Num. incrassatus* de l Harpe и *Discocyclina sp.*

Крепость Артун-кала стоит на недоступной скале, сложенной грубослоистыми и плотными андезитовыми туфобрекчиями. Мощность туфобрекчий достигает 150 м; они залегают на слоистой туфогенной свите и перекрываются верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями. Слоистая туфогенная свита, в свою очередь, залегает на среднеэоценовой туфобрекчиевой свите. Падение слоев ЮВ 150—160°< 50°.

По простиранию туфобрекчии Артун-кала прослеживаются только на запад, а на востоке, близ с. Шока, размыты и приабонские отложения непосредственно и несогласно ложатся на слоистые песчаники оверзского яруса. В районе с. Свири на оверзскую слоистую туфогенную свиту непосредственно налегает олигоцен.

Что происходит с оверзским ярусом западнее с. Дерцели, уже в Аджарии, для нас не ясно. Замещается ли эта свита фациально туфобрекчиями или же размыта совершенно до и во время приабонской трансгрессии, неизвестно. Более правдоподобным будет предположить фациальное замещение нижней части слоистой туфогенной свиты массивными туфобрекчиями, к чему склоняет нас разрез Артун-кала.

Оверзская слоистая туфогенная свита, как отмечалось выше, выходит и южнее Ахалцихской депрессии по ущелью р. Млашис-хеви и в районе с. Грели. Здесь она также, как и в районе с. Цриохи, принимает участие в сложении складок, проходящих через с. Грели. Непосредственно продолжая разрез среднеэоценовых грубослоистых туфобрекчий, она выше несогласно перекрыта грубыми и мощными конгломератами верхнеэоценовых (приабонских) отложений. В гальках конгломератов вместе с туфобрекчиями очень часты мергелистые песчаники и глинисто-песчанистые сланцы слоистой туфогенной свиты. Обломки глинисто-песчанистых сланцев большей частью слабо окатаны или не окатаны вовсе.

Литологически свита представлена здесь слоистыми туфобрекчиями, тонкослоистыми полосчатыми и мелкозернистыми туфами, туфопесчаниками и чередующимися с ними мергелистыми песчаниками и сланцеватыми глинистыми и известковистыми песчаниками с отпечатками листьев. В верхней части свиты выделяются грубослоистые туфобрекчии. Общая мощность свиты в этом разрезе равна 200 м.

На западе, по причине погружения осей складок, слоистая туфогенная свита быстро заканчивается, на востоке же, в ущельях Уравели и Куры, она должна быть хорошо развита, что явствует из анализа разрезов описанных С. Лукашевичем и В. Страховым (236). Упомянутые авторы эти отложения описывают, как верхнюю свиту среднего эоцена; разрезы наблюдаемые в долине р. Куры они сравнивают с разрезами с. Цриохи. «Общая мощность верхней туфогенной свиты в районе с. Цриохи — с. Ацхури около 250 м. Выше по долине Куры у с. Цниси и далее в районе с. Рустави она значительно больше, причем литологический характер ее резко отличается от только что приведенной характеристики, за счет преобладания крупнообломочного материала».

В этой свите С. Лукашевич и В. Страхов отмечают следующую фауну: *Mareia scobinellata* Lamn., *Axinaea pulvinata* Lamn., *Crassatella plumbea* Chemn., *Cr.* aff. *Schaurothi* Oppen. (?), *Cr.* cf. *Thallavignesi* Desh. (?), *Cr. n. sp. ind.*, *Phacoides giganteus* Desh., *Phac. mutabilis* Lam., *Phas. sp.*, *Pectunculus polymorphus* Desh. aff. var. *microsomus* Desh., *Pect. sp.*, *Pect. ind.*

Фауна найдена в туфогенных слоях песчаников и мелкообломочных и туфобрекчий, залегающих близ контакта туфогенных пород с вышележащими песчано-глинистыми отложениями верхнего эоцена. По мнению авторов эта

фауна указывает «на переходные горизонты этих слоев от среднего к верхнему эоцену».

Для более полной характеристики оверзского яруса приведем описание еще одного разреза из района Минадзе — Рустави, по данным С. Лукашевича и В. Страхова. Там выше туфобрекчий среднего эоцена, в которых залегает черного цвета базальтовый покров, следуют:

«1. Очень рыхлая тонкослоистая песчано-глинистая порода, состоящая из тонких прослоев песчаных глин, глинистых и туфогенных песчаников и рыхлого туфогенного материала. Слои окрашены в яркожелто-бурые и пестрые цвета. Они обнажены в сводовой части антиклинали. Падение слоев на южном крыле ЮВ 120° < 70—80° на северном ЮВ 335—340° < 57—80°. Мощность . . . . . 60—65 м

2. Серые, зеленовато-серые и зеленовато-синие мелко- и крупнозернистые туфогенные песчаники, переходящие в прослои мелкообломочных туфобрекчий и кремнисто-глинистых песчаников. Изредка в них встречаются прослои серых и темных андезитов. В верхних слоях туфогенные песчаники переслаиваются с плотными прослоями глинистых песчаников, а затем выше переходят в глинистые песчаники с прослойками сильно песчаных глин. Падение СЗ 350° < 35—36°. Мощность . 70 м

3. Выше по склону на указанные слои налегают совершенно согласно, без перерыва, серые глины с прослоями тонкослоистых серых и желто-серых крепких глинистых песчаников с растительными остатками.»

Третий горизонт авторы относят к верхнему эоцену, но если сопоставить этот разрез с Грельским, мы увидим, что он соответствует самым верхним частям оверзского яруса, на которых трасгрессивно залегает верхний эоцен.

Отложения оверзского яруса из долины р. Куры продолжаются, повидимому, и дальше на восток, в район Цихис-джвари. Однако, в виду того, что раньше они не выделялись в самостоятельную свиту, на приложенной к настоящей работе геологической карте они не нашли графического выражения.

Выделение оверзского яруса имеет большое значение для определения продолжительносои вулканической деятельности Аджаро-Триалетской геосинклинали ,так как общая литология верхней слоистой туфогенной свиты определенно указывает на постепенное затухание подводной вулканической активности во время ее отложения. Вопрос, насколько полно представлен этот ярус, остается открытым; во всяком случае, общая мощность уцелевшей от эрозии части свиты не превышает 300 м.

В других геотеоктонических зонах наличие отложений оверзского яруса нельзя считать доказанным. Возможно, что они имеются в Артвинской зоне, куда переходят вулканогенные образования среднего эоцена Аджарии.

4. Верхний эоцен

Из описанных выше геологических образований ни одно не характеризуется таким разнообразием фаций, как верхнеэоценовые отложения. В изученных геотектонических зонах они представлены как мелководными морскими глинисто-песчанистыми отложениями и фораминиферовыми мергелями, так и вулканогенными образованиями. Это явление, очевидно, связано с коренными палеогеографическими изменениями, начавшимися еще в оверзском веке и вызванными крупной предверхнеэоценовой триалетской орофазой.

Верхнеэоценовые отложения в исследуемых областях развиты в основном в Аджаро-Триалетской складчатой системе и, частично, в северно-восточной части Артвинско-Сомхитской и на южной периферии Грузинской глыб.

Аджаро-Триалетская система

Верхнеэоценовые отложения в исследуемых областях развиты в основ- (Ахалцихская депрессия) и восточной (Триалетский хребет) частях Аджаро-Триалетской системы, до последнего времени были очень слабо изучены. В настоящее время работами Б. Мефферта (247—249, 251—258), И. Качарава (185), М. Варенцова (71) и др., (100—102, 105—107, 109, 216, 217) установлены как их возраст, так и общий фациальный характер, хотя в различных частях системы они выделены под разными названиями («Нижний рыбный ярус», «Нуммулитовая свита», «Тбилисская свита», «Навтлугская свита», «Глинисто-песчанистая нуммулитовая свита» и т. п.), что порождает некоторые недоразумения. В настоящей работе, на основании фациальных особенностей верхнеэоценовых образований всей исследованной области, они подразделяются на следующие основные литологические свиты: 1) глинисто-песчанистую нуммулитовую, 2) вулканогенно-глинисто-песчанистую (адигенскую), 3) биотитово-туфовую, и 4) фораминиферово-мергелистую.

Все эти свиты замещают друг друга фациально и имеют локальное распространение не только по отношению ко всей системе, но и в пределах одной и той же зоны и даже подзоны. Вследствие этого описание их дается не по свитам, а по зонам. Для ориентации необходимо отметить, что в Аджаро-Триалетской системе глинисто-песчанистая нуммулитовая свита широко развита в восточной и северной частях Триалетского хребта, откуда узкой полосой через ущелье р. Тедзами и Бакуриани—Цихисджварскую депрессию увязывается с восточной частью Ахалцихской депрессии, где она также пользуется широким развитием. В западной и, как это выявляется по существующим материалам, в южной частях Ахалцихской депрессии вза-

мен глинисто-песчанистой развиты андезито-базальтовые вулканогенные и глинисто-песчанистые фации.

В Гурии верхний эоцен представлен тремя фациями отложений: вулканогенно-глинисто-песчанистой, биотитово-туфовой и фораминиферово-мергелистой.

Верхнеэоценовые отложения Тбилисского района подразделяются на две свиты: навтлугскую битуминозную и нуммулитовую (Тбилисская свита). Первая хорошо представлена в районе Навтлуги, где она нефтеносна. В пределах самого города Тбилиси, она обнажена в основании южного склона г. Давида, около с. Окрокана и у Коджорской улицы, к северу от Комсомольской аллеи. Здесь, по данным М. Варенцова (71), выше туфобрекчий и туфопесчаников среднего эоцена наблюдается следующий разрез этой свиты (снизу вверх):

«1. Толща мощных пластов песчаника, зелено-серого крупнозернистого, с гальками и глыбами порфиритов, туфов, известняков и др. пород. Мощность около . . . . . 10 м

2. Выше — мергель голубовато-серый, кремнистый, переходящий в туффит. Мощность около . . . . . 6—7 м

3. Выше — песчаник туфогенный, голубовато-серый. Мощность около . 3 м

4. Глинистые сланцы темносерые, почти черные, известковистые, с гипсом. Содержатся тонкие (по 2—3 см) прослои черного и темносерого плитчато-слоистого мергеля, мелкозернистого песчаника и рыхлого песка. Мощность около . . . . . 20 м

5. Выше — песчаник голубовато-серый, рыхлый, среднезернистый, с гипсовой корочкой на плоскостях напластования и по трещинам, с частыми, тонкими (до 0,15 м) прослоями темносерой и коричневато-бурой тонкослоистой глины. Мощность . . . . . 1,8 м

6. Глинистые сланцы такие же, что в слое «4», темносерые, с тонкими прослоями мергеля и песчаника мелкозернистого. Мощность около . 10 м

7. Выше — глина коричневато-бурая, темносерая с мелкими кристалликами гипса и ярозитоподобными светложелтыми выцветами, внешне чрезвычайно-сходная с типичными глинами майкопской свиты. Содержит частые (через каждые 0,5—1 м), тонкие (до 0,1 м) прослои темносерого и голубоватого мергеля и туффита и мелкозернистого песчаника. Мощность около . . . . . 40 м

8. Песчаник серый и голубовато-серый, туфовый, рыхлый, крупнозернистый с обилием полевых шпатов и кусочков эффузивных пород, частые прослои от 0,05 до 0,25 м глины темносерой и бурой с обилием гипса, тонкослоистой, песчанистой, рыхлой. Мощность около . . 15 м.

9. Чередование пластов от 0,1 до 0,25 м темносерой и бурой песчанистой глины и серого рыхлого туфогенного песчаника. Глины преобладают. Мощность около . . . . . 12 м

10. Такое же чередование глин и песчаников, что и выше. Песчаники здесь преобладают. Мощность около . . . . . 12 м

11. Выше — равномерное чередование прослоев от 0,2 до 0,5 м глины темносерой и бурой, песчанистой, гипсоносной и серого и голубовато-серого песчаника. Мощность около . . . . . 18 м

12. Песчаник серый и голубовато-серый, мелкозернистый, рыхлый, с прослоями глины. Мощность . . . . . 4 м;
13. Чередование таких же, что и описанные выше, глин и песчаников. Глины песчанистые, с обилием гипса, с прослойками в 2—3 см рыхлого желтого песка. Мощность . . . . . 25 м»

Общая мощность всей навтлугской свиты в описанном разрезе достигает 160 м, в то время, как в районе Навтлуги (по данным буровых скважин) максимальная мощность ее равна 400 м. По данным того же автора, в Мцхетском районе навтлугская свита выходит мощностью всего в 100 м.

Руководящих окаменелостей навтлугская свита не содержит. В ней найдены только чешуи рыб, редкие остатки растений и мелкие фораминиферы. Основываясь на том, что данная свита залегает между среднеэоценовой туфогенной свитой и свитой нуммулитовых песчаников верхнего отдела верхнего эоцена, М. Варенцов (71) относит ее к оверзскому ярусу. По мнению И. Качарава (185) не исключена возможность отнесения ее к верхнему эоцену. Верхнеэоценовый возраст навтлугской свиты не вызывает сомнения, а отнесение ее к оверзскому ярусу, по моему мнению, нельзя считать достаточно обоснованным. К этому вопросу мы вернемся ниже, после анализа всего фактического материала.

В Тбилисском районе большая часть верхнеэоценовых отложений, так называемая нуммулитовая свита, хорошо развита в районе г. Давида, в ущелье р. Вера и в районе с. Дигоми. Общая мощность всей свиты, в среднем — 1000 м; литологически она характеризуется следующим образом (71): «Свита сложена из глин, мергелей, песчаников и туфогенных песчаников. Последние должны быть отмечены особо, так как они содержат фауну. Глины темносерые и сланцеватые. Песчаники зеленовато- или голубовато-серого цвета и в некоторых местах с конкрециями. Туфогенные песчаники толстослоистые, обычно крупнозернистые и в некоторых случаях переходят в микробрекчии. Свита богата гипсом. В нижней части ее, в которой преобладают глины, песчаники и мергели толстослоистые, в них известны только рыбьи чешуи. В верхней части свиты фауны больше».

У нижней станции фуникулера, в туфогенных песчаниках И. Качарава найдены следующие формы: *Nummulites galensis* Neim., *Num. sp.* ex gr. *laevigatus* Brug., *Num. atacicus* Leym. var. *striatiformis* Katsch., и *Dictyclina* sp.

В районе с. Окрокана, т. е. стратиграфически ниже, в туфопесчаниках, кроме вышеперечисленных, автором найдены еще следующие формы: *Num.* aff. *nitidus* de la Herpe, *Operculina ammonea* Leym., а в верхних горизонтах свиты, в туфогенных песчаниках: *Nummulites gallensis* Heim., *Num. sp.* ex gr. *laevigatus* Brug., *Num. atacicus* var. *striatiformis* Katsch., *Num.* aff. *nitidus* de la Harpe, *Operculina ammonea* Leym.

К западу от с. Окрокана, в верхней части свиты И. Качарава отмечает постепенное выклинивание глин и появление конгломератов, а также наличие в песчаниках обломков глин из той же свиты.

В нижней половине свиты (в 300 м мощности от ее подошвы), в нескольких пластах грубозернистых песчаников на восточном склоне г. Давида и в других пунктах М. Варенцовым взята редкая, трудно находимая фауна: *Nummulites atacicus* Leym., *Num. Fabianii* Prev., а А. Рябининым, кроме вышеназванных нуммулитов —*Pecten sp.* и *Modiola acuminata* Desh.

В Тбилисском районе И. Качарава в верхней части нуммулитовой свиты выделяет подсвиту гипсоносных глин и песчаников, развитых на северном склоне горы Давида, в Сабуртало и Дигоми, литологически характеризующихся чередованием тонкослоистых мелкозернистых песчаников и сланцеватых глин. Песчаники здесь зеленоватые и сероватые, в обнажениях темно-серые, часто ржавого цвета, включают в себе конкреции глины; из органических остатков нужно отметить крупные чешуи рыб. М. Варенцов эту подсвиту относит уже к олигоцену.

Из Тбилисского района вышеописанные верхнеэоценовые отложения широкой полосой протягиваются в сторону района Манглиси, где подстилающие их отложения, взамен свиты глинистых сланцев и сланцеватых глин (навтлугская свита), представлены чередованием глин, песчаников и вулканогенных пород, с фауной нуммулитов — *Num. Bouillei* de la Harpe. Верхние горизонты верхнеэоценовых отложений Манглисского района представлены в основном чередующимися песчаниками, глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами, ничем не отличающимися от отложений нуммулитовой свиты Тбилисского района. Западнее Манглиси, вследствие воздымания складок, верхнеэоценовые отложения полностью размыты.

Верхнеэоценовые отложения широко развиты в южном крыле Мцхетской антиклинали. Там, в нижней части этих отложений по литологическим признакам выделяют свиту (общей мощностью около 100 м), сходную с навтлугской, относя ее к оверзскому ярусу; оставшуюся же часть отложений имеющих, в общем, такой же литологический храактер, как и в Тбилисском районе, относят к верхнему отделу верхнего эоцена (71).

Выделение верхнеэоценовых отложений на южном крыле Дзегвинской антиклинальной складки (С. Левченко, М. Варенцов) совершенно непонятно. Залегающие здесь непосредственно на пестроцветной свите палеоцена и датского яруса нуммулитовые песчаники относятся не к верхнему эоцену, а к палеоцену и нижнему эоцену, так как выше они совершенно постепенно переходят в вулканогенную толщу среднего эоцена. В связи с этим обозначение С. Кузнецовым (216, 217) на разрезе синклинальной складки вызывает недоумение.

В северо-восточной части Триалетского хребта верхнеэоценовые отложения тянутся широкой полосой по правобережью Куры, начиная от с. Ховле на востоке и кончая с. Табори на западе. Здесь они, большею частью, обнажаются в крыльях и в сводовых частях антиклинальных складок и, реже в мульдах синклиналей. Наиболее полные разрезы наблюдаются в нижней части долины р. Тана, ниже с. Джеджелаант-убани:

1. Непосредственно над туфогенной толщей среднего эоцена залегает пласт тонкослоистой, черновато-синей глины с тонкими (0,05 м) прослоями песчаника мелкозернистого. Мощность около . . . . 2 м
2. Нуммулитовый песчаник бледножелтого цвета, слегка известковистый, трещиноватый, с *Nmmulites incrassatus* de la Harpe, *Operculina sp.* Мощность . . . . . 0,3 м
3. Тонкослоистый (0,1 см) глинистый сланец темносерого цвета, переполненный рыбьими чешуями. Мощность . . . . . 1,5 м
4. Нуммулитовый песчаник. Мощность . . . . . 1 м
5. Сланцеватые глины, голубовато-серые и желтоватые, с которыми чередуются тонкие слои нуммулитовых песчаников. Глины слегка известковистые и содержат чешуи рыб. Мощность . . . . . 7 м
6. Чередование нуммулитовых песчаников и сланцеватых глин. В нижней части преобладают глинистые сланцы, а выше — нуммулитовые песчаники. В верхней части свита становится гипсоносной и глинистые прослои приобретают коричневато-и серовато-бурую окраску. Выше, свита совершенно постепенно переходит в так называемые строительные песчаники с. Джебира, которые нами условно отнесены к нижнему олигоцену. Мощность всей песчано-глинистой свиты достигает 1,2 км.

Из долины р. Тана верхнеэоценовые отложения непосредственно продолжаются на запад в сторону г. Бурети и к югу от нее узкими клиньями заходят в мульды синклинальных складок.

В районе г. Бурети верхний эоцен хорошо обнажен, как на южном (в Цедисской синклинали) и северном склонах ее, так и на одноименном хребте. Развалины церкви и крепости Горис-джвари стоят на этих верхнеэоценовых нуммулитовых песчаниках. На северном склоне г. Бурети проходят антиклинальная и синклинальная складки. В ядре антиклинальной складки выходит гипсоносная толща глинистых сланцев, чередующихся с тонкими слоями нуммулитовых песчаников и изредка биотитово-туфогенных пород. К этой толще приурочены выходы минеральных источников Горис-джвари. В крыльях антиклинальной складки развиты, главным образом, нуммулитовые кварцевые песчаники, в которых, в особенности в верхних горизонтах, часты слои аркозовых песчаников, микроконгломератов и конгломератов с гранитной галькой.

Близ с. Горис-джвари И. Качарава найдены: *Nummulites Fabiani* Prev., *Num. incrassatus* de la Harpe. С. Кузнецов (216) в верхней части гипсоносных глинистых сланцев отмечает *Num. Chavannesi* de la Harpe, *Num. Rutimeyri* de la Harpe, *Num. striatus* Brug., а в кварцевых нуммулитовых

песчаниках — *Num. subfabianii* Prev., *Num. variolarius* Lam., *Num. striatus* Brug.

Верхнеэоценовые отложения на г. Бурети и в Горис-джвари трансгрессивно перекрывают верхнемеловые карбонатные и среднемеловые вулканогенные образования, а в восходящем разрезе на востоке согласно сменяются нижнеолигоценовыми конгломератами и песчаниками. К востоку от с. Джеджелаант-убани нуммулитовыми песчаниками сложен весь маленький хребет Берис-цихе и г. Саниорис-Кеди, откуда они продолжаются до с. Ховле, перекрываясь далее олигоценовыми отложениями. Близ с. Ховле в верхнеэоценовых песчаниках мною были собраны многочисленные *Nummulites Fabianii* Prev., *Num. incrassatus* de la Harpe.

М. Варенцов по левобережью р. Тедзами выделяет верхнеэоценовые отложения в вулканогенной фации — вулканический пепел и туфогенные песчаники, так называемые Тедзамские строительные туфы. Им приводится следующая фауна из этих отложений: *Nummulites atacicus* Leym., *Num. djubfiensis mut. praefabianii* Pant., *Discocyclina scalaris* Schl., *Lyrolepis caucasica* Rom., *Radiolaria* ind., *Globigerina sp.*, *Globorotallia*.

Но следует отметить, что в этих же обнажениях С. Кузнецовым, а затем и мною, была собрана среднеэоценовая фауна (см. стр. 294). Указанные отложения тесно связаны с нижележащими вулканогенными образованиями среднего эоцена, в которых также имеются пеплы и строительные туфы. Выше они несогласно перекрываются олигоценом. На основании вышесказанного, тедзамские строительные туфы принадлежат скорее среднему эоцену.

По левобережью р. Тана, в районе с. Гора, в верхнеэоценовых отложениях проходит небольшая синклинальная складка, в мульде которой развиты переполненные нуммулитами кварцевые песчаники. Нуммулиты представлены только одним видом *Nummulites Fabianii*. Prev. На западе, близ с. Гвареби, в кварцевых песчаниках найдены *Nummulites incrassatus* de la Harpe, еще западнее, в районе с. Ипнара, вместе с указанной формой найдены *Nummulites Bouillei* de la Harpe. В этих районах верхнеэоценовые отложения несогласно перекрывают вулканогенные породы среднего эоцена, а непосредственно севернее, в ущельи Скра-хеви—верхнемеловые известняки.

Интересно также отметить, что в этом районе и в особенности в районе с. Цедиси, среди кварцевых песчаников очень часто залегают целые пласты и отдельные прослои конгломератов, хорошо окатанные гальки которых представлены кварцем и гранитом красного и розового цвета.

Западнее Горис-джвари верхнеэоценовые отложения уходят под аллювиальные образования долины Куры, вновь появляясь в ущельи р. Дзама; они развиты далее на водораздельном хребте р. р. Дзама и Куры и по всему северному склону этого хребта. В ущельи р. Дзама, в районе селений

Згудери и Гвердзинети верхнеэоценовые отложения несогласно и трансгрессивно перекрывают вначале верхнемеловые известняки, а затем — туфогенную свиту среднего эоцена. Западнее с. Гвердзинети до с. Табори между средним и верхним эоценом проходит крупный надвиг, направленный с юга на север, вследствие чего верхний эоцен оказывается под средним эоценом.

Ранее верхнеэоценовые отложения этого района мною (100) расчленялись на три литологические части.

Нижняя часть представлена сланцеватыми, серыми глинами и глинистыми песчаниками и в редких случаях светлосерыми и желтоватыми мергелями общей мощностью около 60 м. Глины и глинистые песчаники переполнены чешуями Zeus. В мергелях встречаются пелециподы плохой сохранности.

Средняя часть верхнеэоценовых отложений сложена чередующимися глинистыми песчаниками и кварцевыми песчаниками. В глинистых песчаниках также встречаются чешуи рыб, а кварцевые песчаники, большею частью, переполнены нуммулитами и дискоциклинами, из которых определены: *Nummulites* aff. *striatus* Brug., *Discocyclina sp. ind.* и *Operculina*, возможно *Operculina ammonea* Leym. Общая мощность этой части около 200 м.

Верхняя часть представлена в основном более крупнозернистыми кварцевыми песчаниками, среди которых чередуются мелкозернистые глинистые мергели и редко очень тонкие (в несколько сантиметров мощности) прослои глин. Кварцевые песчаники часто переходят в аркозовые песчаники, а эти последние в конгломераты. Общая мощность этой части свиты равна 150 м. Эта часть верхнеэоценовых отложений более богата фауной. В них найдены: *Nummulites Bouillei* de la Harpe, *Num. striatus*, Brug., *Discocyclina* sp., *Operculina sp.*, встречаются также чешуи как Zeus, так и Meletta.

Первые два горизонта я условно относил к оверзскому ярусу, а третий — к приабонскому. Однако, после установления приабонского возраста идентичных отложений в соседних районах, правильнее отнести к этому же ярусу и отложения Дзамского хребта.

Несмотря на приведенные данные, М. Варенцов в последней своей большой работе (71) расчленяет эти отложения на три стратиграфо-литологические свиты. Нижнюю свиту в районе Згудери литологически представленную грубыми конгломератами и песчаниками общей мощностью около 150 м он относит к лютетскому ярусу и считает аналогом «конгломератов запутанного напластования». В качестве доказательства он приводит две формы: *Nummulites atacicus* Leym., *Num. laevigatus* Brug. Первая из них встречается и в вышележащих отложениях верхнего эоцена и не может служить доказательством наличия лютетского яруса, а формы подобные

второй, также встречаются и в верхнем эоцене. Поэтому определение возраста отложений на основании перечисленных форм нельзя считать обоснованным, тем более, что эти отложения по простиранию переходят в верхнеэоценовые отложения Дзамского хребта.

Вторую свиту, общей мощностью около 400 м, М. Варенцов считает аналогом навтлугской свиты Тбилисского района и эквивалентном лиролеписовых слоев Горийского района. Она представлена чередованием песчаников и глин, в которых найдены: *Nummulites atacicus* Leym., *Operculina granulosa* Leym., *Op. pyramidus* Ehr., *Op. ammonea Leym.*, *Discocyclina* sp., *Pecten* sp. Следует заметить, что ни одна из вышеназванных форм не является характерной для оверзского яруса. Они все встречаются и в вышележащих отложениях и поэтому нет оснований для отнесения второй свиты к оверзскому ярусу.

Третья свита автором правильно отнесена к верхнему отделу верхнего эоцена. Она представлена, в основном мелко и грубозернистыми песчаниками и реже конгломератами общей мощностью около 400 м. В этих отложениях им найдена богатая фауна: *Nummulites variolarius* Lam., *Num. incrassatus* de la Harpe, *Num. praefabianii* Pant., *Num. chavannensi* de la Harpe, *Num. striatus* Brug., *Operculina pyramidus* Ehr., *Discocyclina Pratti Mikh.* Вместе с этими формами он указывает и, *Nummulites Murchisoni* Brug., являющуюся характерной для среднего эоцена, что вызывает сомнение.

Из описанного района верхнеэоценовые отложения, после небольшого перерыва, переходят в район с. Квишхети, откуда протягиваются узкой полосой в район с. Нуниси, где обнажаются в мульде проходящей здесь антиклинали. С юга на них надвинуты меловые и эоценовые отложения, а на северном крыле складки они трансгрессивно залегают на вулканогенных породах среднего эоцена. Во всех вышеописанных районах верхнеэоценовые образования без видимого несогласия перекрываются олигоценовыми гипсоносными отложениями.

В верховьях р. Тедзами, выходы верхнеэоценовых отложений приурочены к мульде разорванной надвигом синклинальной складки, прослеживающейся на запад и в Бакурианский район, и далее через Ошорский перевал в Аспиндзский район, а через Кодианский перевал — в Ацхурский, где они непосредственно сливаются с отложениями Ахалцихской депрессии. В северном крыле этой синклинали верхнеэоценовые отложения трансгрессивно перекрывают разные горизонты вулканогенных образований среднего эоцена, а на южном крыле, начиная от верховьев Гуджаретис-цхали и кончая с. Цихис-джвари, на них надвинуты среднеэоценовые отложения.

Литологически верхнеэоценовые отложения этой полосы представлены чередованием глин, глинистых песчаников и кварцевых нуммулитовых песчаников. В нижней части преобладают глины и глинистые песчаники, а в

верхней — кварцевые песчаники, в которых во многих местах найдены мелкие нуммулиты плохой сохранности.

В верховьях р. Гуджаретис-цхали в глинистых песчаниках найдены пелециподы также плохой сохранности и много чешуй рыб. В районе Бакуриани на площади Ботанического сада А. Шишкиной—Богачевой (389) в этих отложениях обнаружена следующая фауна: *Pseudomusium corneum* Som. *var.* n., *Chlamys biarritzensis* d'Arch. *var. n.*, *Chlamys n. sp.* cf., *venetorum* Oppenh., *Lucina* (*Phacoides*) *georgina* Schisch., *Crassatella* aff. *deshayesiana* Nyst., *Tellina* cf. *fayelensis* Cossm., *Donax* aff. *rudis* Lam., *Cardium sp.* дающая возможность отнести их к верхнему эоцену. Несмотря на это, Е. Мефферт относит к верхнему эоцену только отложения Бакурианского района, а остальную часть этой полосы, где по моим наблюдениям выходят более низкие, чем в Бакурианском районе, горизонты верхнего эоцена, он по тектоническим соображениям относит к олигоцену.

В районе Цихисджварского понижения (морфологически и тектонически) верхнеэоценовые отложения перекрываются олигоценовыми гипсоносными глинами. Такую же картину следует предполагать и в синклинальной складке с. Тори. Здесь на поверхность выходят только олигоценовые отложения, на которые с юга надвинуты вулканогенные породы среднего эоцена; с севера они перекрыты андезито-базальтовыми покровами.

Наличие верхнего эоцена под олигоценом устанавливается в районе Кодианского перевала, где верхнеэоценовые отложения ущелья р. Двирис-цхали уходят под олигоценовые отложения и андезито-базальтовые покровы. Западнее, т. е. в сторону Ахалцихской депрессии, верхний эоцен хорошо представлен вдоль полосы с. с. Сакире—Тисельва (между Ацхури и Сабадури-Ортатавским хребтом), где он зажат между двумя массивами вулканогенных пород среднего эоцена.

Б. Мефферт (252) и эту полосу, опять по тектоническим соображениям, относит к олигоцену, несмотря на то, что наблюдаемые разрезы, фауна и непосредственная связь с остальными частями Ахалцихской депрессии со всей ясностью доказывают верхнеэоценовый возраст этих отложений. Только в районе с. Тисельва в мульде синклинальной складки над верхнеэоценовыми отложениями залегают сланцеватые гипсоносные глины, возможно, относящиеся к олигоцену.

Ахалцихская депрессия с давних времен привлекает внимание геологов. Еще Г. Абих (5), на основании своих находок *Nummulites planulatus* d'Orb., *Num. elegans* Som. и *Num. laevigatus* Brug. отложения этой депрессии отнес к парижскому ярусу (средный эоцен того времени). Они были отнесены к тому же ярусу А. Сорокиным и С. Симоновичем (320) и затем Е. Фурнье (359). Г. Освальд (275) на основании анализа фауны пришел к выводу о наличии здесь палеоцена. П. Оппенгейм (372)

тскже в результате анализа фауны утверждал, что большая часть отложений Ахалцихской депрессии относится к олигоцену, и только незначительная, нижняя часть — к верхнему эоцену (приабону). Это мнение подтвердилось в итоге детальных работ Б. Мефферта (247), С. Лукашевича и В. Страхова (236), И. Качарава (188) и других (105, 109), однако, полного согласия между этими авторами нет. Б. Мефферт выделяет здесь оверзский и приабонский ярусы. По данным же остальных авторов, здесь представлен только приабонский ярус (по стратиграфической схеме Буссака), что подтверждается и нашими исследованиями (109). Оверзский ярус в Ахалцихской депрессии, как об этом было сказано выше, тесно связан с вулканогенными образованиями среднего эоцена, тогда как приабонские отложения отделены перерывом от нижележащих и характеризуются резко отличающимися от них фациями.

Верхнеэоценовые отложения восточной и западной частей Ахалцихской депрессии, фациально резко отличаются друг от друга. В восточной части развиты глинисто-песчанистые, а в западной—андезитово-базальтовые вулканогенные и глинисто-песчанистые отложения, выделенные под названием адигенской свиты (109). На основании анализа материала С. Лукашевича и В. Страхова (236) можно допустить наличие вулканогенных фаций в верхнем эоцене так же и в южной части Аспиндзского района.

В восточной части (восточнее долины р. Оцхе) в северной части Ахалцихской депрессии верхнеэоценовые отложения трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на разных горизонтах среднего эоцена и оверзского яруса и несогласно перекрываются олигоценовыми гипсоносными глинами и песчаниками. В литологическом отношении они характеризуются конгломератами, слоистыми глинистыми песчаниками и песчаниками, переслаивающимися с серыми и бледноголубыми мергелистыми глинами, песчаниками и реже, глинами — в верхней части.

Трасгрессивное несогласное залегание верхнего эоцена можно наблюдать во многих районах Ахалцихской депрессии. Наиболее четко оно выражено вдоль южного крыла Мардачайской синклинали. Здесь в основании верхнеэоценовых отложений и непосредственно над вулканогенной толщей среднего эоцена залегает очень мощный (от 5 до 20 м) пласт конгломерата, хорошо окатанные гальки которого представлены туфобрекчиями, туфопесчаниками и андезитами среднего эоцена, а слабо окатанная галька и угловатые куски — породами оверзского яруса. В этих базальных отложениях нами (109) найдены: *Modiola* aff. *elegans* Wood., *Ostrea plicata* Sol., *Nummulites incrassatus* de la Harpe.

Выше залегают песчаники с переотложенным туфогенным материалом. Среди песчаников попадаются прослои конгломератов мощностью от 1 м до

3 м. Этот горизонт, мощностью до 25 м, содержит также богатую фауну верхнего эоцена. Выше следует мощная толща глинистых серых и бледно-голубых и известковистых песчаников, переполненных нуммулитами, пелециподами и др. формами верхнего эоцена (109): *Nummulites incrassatus* de la Harpe., *Crassatella plumbea* Chemn., *Pecten athuri* var. *rotundata* Slod., *Cardita imbricataria* Gmelin., *Pectunculus achalzichus* Katsch. *Lucina* sp., *Natica hantoniensis* Pilk., *Tritonium* sp.

Из нижних горизонтов (второй нашего разреза) В. Страхов приводит следующий список фауны: *Crassatella plumbea* Chemn., *Cr.* aff. *Schaurothi* Oppen., *Cr. Tallavignensis* Desh., *Marcia scobinellata* Lam., *Axinacea pulvinata* Lam., *Phacoides giganteus* Desh., *Ph.* sp., *Pectuncucus polymorphus* Desh., *P.* sp., *P. ind.*, *Natica* sp.

Выходы верхнего эоцена Мардачайской синклинали на востоке постепенно расширяются и по правой стороне долины Куры между с. Цниси и Минадзе слагают ряд синклинальных и антиклинальных складок. Верхний эоцен представлен наиболее полно у с. Минадзе, где, согласно данным С. Лукашевича и В. Страхова (236), наблюдается восходящий разрез, приводимый нами в сокращенном виде:

„1. Выше слоистой верхней туфогенной свиты оверзского яруса (согласно нашей интерпретации. П. Г.) залегают туфоконгломерат и галечный конгломерат. Падение слоев СЗ 340° < 50°.

2. Желто-бурые рыхлые песчанистые глины и песчанистые глинистые сланцы с прослоями более крепких песчаников, брекчий и галечных конгломератов. Толща сильно гипсоносная, содержит рыбьи чешуи и изобилует растительными остатками, представляющими местами скопления в виде прослоев темнобурого цвета. Падение СЗ 342° < 49°.

3. Желто-серые с зеленоватым оттенком мягкие известковистые глины с частыми прослоями известковистых и глинистых песчаников: в песчаных прослоях имеются обильные нуммулиты (список не приводится. П. Г.). Падение СЗ 330° < 52°.

4. Серовато-бурые и серые песчаные глины, чередующиеся с прослоями известково-глинистых конкреционных песчаников. Песчаники содержат фауну плохой сохранности, преимущественно ядра крупных двустворок и редкие нуммулиты. Падение СЗ 325° < 48°.

5. Серые и желтовато-серые с неправильной округло-кусковой отдельностью известковистые песчаники с известковистыми округло-шаровыми конкрециями".

При сопоставлении приведенного разреза с Мардачайским видно, что первые три горизонта обоих разрезов являются полными аналогами.

Ниже по течению Куры в другом крыле антиклинали, в горизонте „3" авторы указывают: *Nummulites incrassatus* ds la Harpe, *Num. vascus* Joli et Leym., а у с. Калатхеви в самых верхних горизонтах верхнеэоценвоых отложений, представленных белыми и серыми песчаниками, мергелями и плитчатыми

известковистыми песчаниками, найдены: *Nummulites wemmelensis* de la Harpe., *Num. wemmelensis* var. *plicata* de la Harpe.

Подобные разрезы наблюдаются и в более восточных районах между с. Орпола и Копадзе и далее к югу от с. Ацхури, где общая мощность всего верхнего эоцена достигает 450—500 м. В районе Копадзе и Орпола в верхнеэоценовые отложения внедрены пластовые интрузии тешенит-мончикитов.

Хорошие разрезы верхнего эоцена наблюдаются к северу от крепости Ахалцихе, где над вулканогенной толщей среднего эоцена трансгрессивно залегает мощная толща глинисто-песчанистых отложений, расчленяющаяся по литологическому составу на две свиты. Нижняя свита, общей мощностью около 100 м, литологически представлена тонкосланцеватыми глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами с растительными остатками и рыбьими чешуями, перемежающимися с прослоями грубых песчаников и реже крупногалечных конгломератов. Верхняя свита верхнего эоцена, общей мощностью около 350 м, литологически характеризуется чередованием желто-серых мягких песчаников, мергелистых глин, известковистых песчаников и мергелистых известняков. Из этих отложений вышеупомянутыми авторами определена богатая фауна: *Nummulites incrassatus* de la Harpe., *Num. pulchellus* Hantk., *Num. budensis* Hantk., *Operculina ammonea* Leym., *Ostrea* aff. *plicata* Sol., *O. cubita* Desh., *O. cymbala* Lamk., O. *submissa* Desh., ясно указывающая на приабанский возраст отложений.

В более северных частях Ахалцихской депрессии, верхнеоэценовые отложения лишены хороших разрезов.

Сравнительно неплохой разрез наблюдается в ущелье р. Борбало к югу от с. Схвилиси (Суфлиси), где они трансгрессивно лежат на вулканогенных породах среднего эоцена. В нижних горизонтах, в полосе контакта с вулканогенными породами, выделяется конгломератовый пласт изменчивой мощности, переполненный крупными Ostrea и другими пелециподами. Более верхние горизонты верхнего эоцена сложены глинистыми сланцами, чередующимися с глинистыми песчаниками и известковистыми песчаниками. Здесь в северном крыле Ахалцихской антиклинали, самые верхние горизонты верхнего эоцена не обнажены, но зато в южном крыле антиклинали, выше по течению реки, нижние горизонты представлены хуже верхних, сложенных мергелистыми серовато-желтыми глинами и глинистыми песчаниками и известковистыми песчаниками, переходящими выше совершенно согласно в песчаники с *Pesten arcuatus* Brocchi.

Б. Мефферт (253) песчаники с *Pecten arcuatus* также относит к олигоцену, а С. Лукашевич и В. Страхов (236) — к верхнему эоцену. И. Качарава (188) границу между верхним эоценом и олигоценом проводит также под этими песчаниками. По его наблюдениям, в них уже не

встречаются дискоциклины, столь характерные для приабона Ахалцихской депрессии, из которых в олигоцен переходят лишь: *Nummulites vascus* Del. et Leym. Мнение И. Качарава, мне кажется правильным, однако, уловить границу между верхним эоценом и олигоценом не удается, так как эти песчаники выделяются лишь в некоторых районах, будучи часто фациально замещенными глинистыми песчаниками и глинами, в которых обнаружить указанную фауну удается не всегда.

Кроме перечисленной выше фауны, Б. Меффертом (253), А. Исаевой (167), И. Коробковым (203), С. Лукашевичем и В. Страховым (236) приводится большой список пелеципод, гастропод и фораминифер из верхнеэоценовых отложений Ахалцихской депрессии.

Фораминиферы, приводимые Б. Мефферт ом, представлены следующими видами: *Discocyclina Pratti* Mich., *D. sella* d'Arch., *D. Fortisi* d'Arch., *D.* aff. *veronensis* Douv.

Весь комплекс фауны более или менее достоверно указывает на принадлежность фауны описываемых отложений к приабонскому ярусу и, таким образом, наличие оверзского яруса, пока ничем не подтверждается.

В западной части Ахалцихской депрессии — в Адигенском и, далее, в Горджомском (Аджария) районах верхний эоцен, выделенный нами под названием адигенской свиты, характеризуется иными фациями, представленным глинисто-песчанистыми и андезито-базальтовыми вулканогенными образованиями. Предыдущие исследователи (320, 359) внутриформационные андезито-базальтовые покровы принимали за молодые лавовые покровы, или дайки, а вулканогенные образования ими вовсе не отмечались.

К западу от Адигени, в 2,5 км по ущелью левого притока р. Квабли-ани (Коблиан-чай) имеется следующий разрез адигенской свиты (снизу вверх):

1. Темные сланцеватые глины и песчанистые глины с гипсом. В верхних горизонтах появляются пропластки туфопесчаников. Падение С $0° < 35°$. Мощность . . . . . 40—50 м
2. Выше, пропластки туфопесчаников заменяются толщей туфобрекчий и туфоконгломератов запутанного напластования. Это грубообломочные туфогенные образования с включением больших размеров глыб нуммулитовых известковистых или темносерых глинистых песчаников. Мощность этой толщи здесь, на видимом расстоянии около 300 м, меняется в пределах 10—50 м.

   В глыбах песчаников найдено много:

   Nummulites insrassatus de la Harpe, *Num. Bouillei* de la Harpe, *Num. Chavannensi* de la Harpe, *Discocyclina* sp., *Ostrea plicata* Sol., O. *cyathula* Lam. O. *giguntica* Sol., *Turritela* sp., *Cpyptoconus fillosus* Lam., *Nautilus sp.*
3. Выше — чередование серых песчаников и туфопесчаников (в нижних слоях) и более темных песчанистых сланцев (в верхних слоях). В них найдены *Ostrea Queteleti* Nyst., O. *cyathulla* Lam. var. *Bouillei* Bouss.

Campanila sp. *Turitella carinifera* Desh. Падение С 0° <30—35°.
Мощность . . . . . 60—80 м.
4. Выше — андезито-базальтовый покров с максимальной мощностью 30—40 м.
5. Чередование песчаников и глин идентичных горизонту «3».

Аналогичные разрезы наблюдаются и восточнее Адигени в большом обрыве, расположенном к северу от шоссейной дороги около с. Смаде. Более полные разрезы имеются по правобережью р. Кваблиани. Близ с. Гордза андезито-базальтовые покровы и их туфогены согласно переслаиваются с фаунистически охарактеризованными слоями верхнего эоцена и принимают участие в строении хорошо наблюдаемых здесь складок. В ядре антиклинали в слоях глинистых песчаникво с прослоями туфопесчаников найдены *Nummutes incrassatus* de La Harpe, *Operculina ammonea* Leym., *Pecten athuri* var. *rotundata* Slod., *Ostrea plicata* Wood. и др.

Немного западнее от этого пункта, около с. Авхера, в аналгоичных слоях собрана следующая фауна: *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *Num. Bouillei* de la Herpe, *Num. striatus* Brug., *Operculina ammonea* Leym., *Pectunculus achalzichensis* Katsk., *Crassatella subrotunda* Bell., *Pecten corneus* Sow., *Lucina prominensis* Oppenh., *Meretrix Tonioloi* Bouss., *Modiola nysti* Kichs., *Turitella carinifera* Desh., *Diastoma costellatum* Lam., *Tornatellaea simulata* Sol., *Pirula pannus* Desh., *Natica sigaretina* Lam. и др.

Фауна нами собрана и в других районах распространения адигенской свиты (около с. Апиети, Саирме, Мохе, Кеховани и др.), но определена только часть ее: *Nummulites incrassatus* de la Harpe., *Num. Bouillei* de la Harpe., *Discocyclina* sp., *Crassatella plumbea* Chemn., *Natica* sp. aff. *vapingana* d'Orb., *N. sigaretina* Lam.

Из микрофауны определены: *Dentalina* sp., *Robulus* sp., *Eponides umbonata* Rss., *Giroidina soldanii* d'Orb., *Bolivina* ex gr. *aenariensis* Costa., *Uvigerina Jacksoniensis* Cush., *Bulimina truncana* Gümbel., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Planulina* sp.

Адигенская свита в восточном направлении, по правобережью р. Кваблиани, прослеживается по простиранию до с. Уде включительно. Здесь очень хорошо наблюдаются андезито-базальтовые покровы, принимающие участие в строении антиклинальной складки. Восточнее с. Уде, вследствие погружения складок, адигенская свита уже не прослеживается. По левобережью р. Кваблиани она шаг за шагом прослеживается от Адигени до селений Н. и В. Энтели и Пхеро. Не доходя до Абастуманского ущелья, происходит полное замещение вулканогенных фаций глинисто-песчанистыми.

В западном направлении адигенская свита переходит в Аджарию, в Горджомский район. К этой свите относятся слои песчаников с *Turritella multitunicata* Kossm., *T. imbricataria* Lam., *Natica* (*Ampulina*) sp. указываемые С. Кузнецовым (215) в верховьях р. Кваблиани «под домиками яйла Нателати».

По наблюдениям Н. Канделаки (109) юго-восточнее указанного С. Кузнецовым пункта, под домиками яйла Ргвали-Миндори, имеется следующий восходящий разрез:

1. Чередование мощных андезито-базальтовых покровов с туфобрекчиями и туфопесчаниками. Падение Ю ∠ 180° < 35°.
2. Туфобрекчии и глинистые туфопесчаники с линзами переполненными гастроподами *Turritella carinifera* Desh. (2—3 линзы мощностью до 1 м). Общая мощность . . . . . 30—40 м
3. Туфопесчаники и пестроцветные глинистые туфы с прослоями белых или желтовато-зеленых известняков с кремнями и мергелей. Мощность отдельных слоев не более 1,5 м. Общая мощность 40—50 м. Падение то же самое.
4. Выше следуют массивные грубообломочные туфобрекчии и андезито-базальтовые покровы, по внешнему виду не отличающиеся от подобных пород среднего эоцена.

На южном склоне г. Чанчах, к югу от указанного пункта (повидимому в южном крыле антиклинали) встречены карбонатные песчаники с *Nummulites incrassatus* de la Harpe и *Discocyclina Pratti* Mich.

В районе с. Горджоми в песчаниках залегающих на туфогенных слоях, найдены *Pecten Auri* var. *rotunda* Slod., *Chlamys* cf. *thunensis* Mayer—Eymar и чешуи рыб. Повидимому к этим отложениям относятся слои, обнажающиеся в долине р. Ванис-цхали, в которых С. Кузнецовым и В. Петровым (215) найдены: *Cyrena tellineila, C.* (?,) *Edvardsii, Chlamys thunensis* Mayer-Eymar, *Chlamys sp., Arca, Corbula, Cardium, Lima coelestini, Meretrix incrassata* Desh., *Turriiella multitunicata* Cossm., *Tur. imbricataria* Lam., *Diastoma costellatum* Lam., *Murex, Natica, Rosstellaria* (?), *Solarium, Terebratulina* aff., *parisiensis* Desh., *Terebr. sp., Dentalium sp.* Очень важно отметить, что отложения содержащие эту фауну, по наблюдениям С. Кузнецова залегают трансгрессивно на разных горизонтах вулканогенной толщи эоцена: «Так, например, идя от яйлы Саугия по нисходящему ущелью р. Звинари, можно отчетливо наблюдать непосредственное налегание авгитовых пирокластолитов (наша адигенская свита. П. Г.) на нижнеэоценовую серию туфогенов; такое же налегание имеется к северу от яйлы Саугия—Джабнидзе, на северных склонах главного водораздельного массива Аджарского хребта. Одновременно с этим, западнее, в верховьях р. Коблиан-чай, на тропе из общества Горджоми в яйлу имеем налегание авгитовых туфов на лютетскую полевошпатовую формацию брекчий и порфиритов». (стр (61).

С. Кузнецов, к этим отложениям ошибочно присоединил авгитовые вулканогенные породы, явно среднеэоценового возраста, поэтому его аджарская фация верхнего эоцена не совсем соответствует нашей адигенской свите. Дело в том, что аджарскую фацию он выделяет не по признакам трансгрессивного залегания и фациального характера, а по наличию авгитовых кристаллов, между тем как авгитовые вулканогенные породы, по моим

наблюдениям, встречаются в разных горизонтах вулканогенной толщи как в Аджарии, так и в остальных частях Аджаро-Триалетской геосинклинали, и поэтому этот признак не может служить стратиграфически маркирующим.

Таким образом распространение адигенской свиты в области Аджаро-Триалетской складчатой системы точно ограничивается в пределах от Абастуманского ущелья на востоке до Горджомского района на западе. К югу она уходит под отложения годердзской свиты, а северная ее граница проходит вдоль южного склона хребтов Персати и Аджарского.

Во всех случаях адигенская свита трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывает среднеэоценовые вулканогенные отложения и фаунистически точно датируется верхним эоценом (приабон).

Признаки проявления подводной вулканической деятельности в верхнем эоцене намечаются и в других более восточных частях Аджаро-Триалетской складчатой системы. Туфобрекчии и туфопесчаники в верхнеэоценовых отложениях замечены и описаны С. Лукашевичем и В. Страховым в долине Куры, в районах Рустави и Аспиндза. Туфопесчаники они отмечают также в центральной части Ахалцихской депрессии, к северу от г. Ахалцихе.

Следы слабой подводной вулканической активности замечаются и в восточной и южной частях Триалетского хребта, в районах Тбилиси и Манглиси, где среди нормальных терригенных отложений встречаются вулканогенные породы (*туфобрекчии и туфопесчаники*) (392).

Вулканогенные породы и внутриформационные покровы адигенской свиты представлены авгитовыми андезито-базальтами и базальтами.

В западной части Гурийско-Кавтисхевской подзоны — к западу от Зестафони, верхнеэоценовые отложения характеризуются переходными фациями между синхронными отложениями Аджаро-Триалетской геосинклинали и Грузинской глыбы. В северном крыле Гурийского синклинория, к северу от районного центра Чохатаури, по данным Н. Канделаки (176) наблюдается следующий восходящий разрез. (Падение слоев ЮВ 150—180° $<45°$):

«1. За глинистыми сланцами согласно следует мощная толща вулканогенных пород — туфопесчаников и туфобрекчий среднего эоцена.

2. Без видимого несогласия, но с перерывом в накоплении следует пачка светлых биотитовых туфов с линзами лавовых брекчий. Мощность пачки меняется в пределах . . . . . 0—120 м

3. Выше — следуют грубослоистые биотитовые туфопесчаники с прослоями песчанистых глин и глин горохово-желтого цвета. В прослоях микроконгломератов гальки состоят из разнородных порфиритов и туфопесчаников. Мощность . . . . . 60—100 м

4. Голубые и желтовато-серые фораминиферовые мергели или заменяющие их фациально глины светлосерого или горохового цвета. Мергели содержат много Globigerina и чешуи рыб. Местами среди мергелей встречаются пропластки туфовых глин с хорошо сохранившейся первичной структурой. Мощность до . . . . . 100 м

В мергелях следующая микрофауна: *Rhabdammina sp.*, *Eponides umbonata* Rss., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Glob.* aff. *dudia* Egger., *Cibicides pygmea* Hant. *C.* aff. *perlucidus* Nuttal., *Anomalina aff.* Hantken, *An.* ex gr. *grosserugosa* Gümbel.

5. Совершенно согласно, с постепенным переходом выше следуют глины и глинистые песчаники майкопской свиты с чешуями рыб".

Сопоставление вышеприведенного разреза с известными разрезами Лечхуми и Мегрелии (188) дает возможность заключить, что фораминиферовые мергели Гурии идентичны по характеру осадков и по микрофауне верхним фораминиферовым мергелям указанных областей, отличаясь лишь присутствием туфогенного материала, как внутри, так и в основании свиты. Возраст мергелей приабонский, что подтверждается и вышеприведенной микрофауной. Что касается подстилающих биотитовых песчаников и туфов, то они, вероятно, также приабонского возраста.

В западной части Ниготского хребта, по данным Н. Канделаки, широко развита мощная вулканогенная толща, известная в литературе под названием Самеба-Накубарского массива. Вулканогенная толща такого же характера выходит и в районах Насакирали и Байлети. Литологически она представлена в основном авгит-биотитовыми анальцитовыми андезито-базальтами, лавовыми или туфовыми брекчиями, конгломератами и глыбовыми брекчиями. Преобладают эффузивные фации. Обломочная вулканогенная фация характеризуется содержанием в большом количестве глыбовых брекчий, с диаметром глыб до нескольких десятков метров. Глыбы и отдельные обломки часто представлены также верхнемеловыми известняками и, реже, палеоценовыми мергелями, среднеэоценовыми и андезитовыми туфовыми породами, а также биотитовыми туфами и трахитами.

Разрез этой вулканогенной толщи сверху вниз представляет следующую картину: около с. Мамати под майкопскими глинами, падающими на юг, обнажаются желтовато-белые трахитовые туфы. Ниже они сменяются анальцимовыми оливиновыми базальтами, в некоторых местах фациально заменяющимися брекчиями, включающими крупные глыбы биотитовых трахитов и белых известняков; видимая мощность около 100 м. Около с. Орагва этот горизонт сложен глыбовыми брекчиями с крупными включениями биотитовых туфопесчаников и сланцеватых глин; андезито-базальтовый цемент брекчий представлен выветрелыми обломками. На левом берегу р. Орагва обнажается пачка слоев, падающих круто на юг и представленных туфами (биотитовыми туфами) фиолетового, желтого, бурого и др. цветов; видимая мощность около 60 м. Дальше следуют биотитовые трахитовые туфы и туфопесчаники с прослоями карбонатных более светлых туфов. Азимут падения ЮВ 150°< около 40°. Мощность 100 м. С севера с ними контактирует пористый мандельштейновый андезит—базальт, мощностью 40 м. Далее почти до верхнемеловых известняков следует глыбовая

брекчия, сложенная андезито-базальтами и верхнемеловыми известняками. Глыбы известняков или совершенно не окатаны, или хорошо обработаны, причем в распределении их по этому признаку нельзя уловить никакой закономерности. Размеры обломочного материала варьируют в широких пределах — от нескольких сантиметров до десятка метров. Видимая мощность брекчий около 200 м. В северной части с ними чередуются мандельштейновые андезито-базальты, мощностью в 10—40 м, которые, по мнению Н. Канделаки, являются или покровами, или пластовыми интрузиями, принадлежащими той же толще.

Южнее с. Джумати под брекчиями обнажаются верхнемеловые известняки, с падением в общем на юг, мощность их до 150 м.

Эффузивные породы описанной выше мощной вулканогенной толщи относятся к группе авгит-биотитовых анальцимовых андезито-базальтов.

По данным Н. Канделаки, вся описанная вулканогенная толща массивная, очень редко наблюдается слоистость. На основании элементов залегания слоистых туфов и морфологии района он выделяет ряд складок. В синклиналях выходят в основном мелко- и грубообломочные породы и редко — мелкие пластовые интрузии андезито-базальтов, а в антиклиналях — более крупные андезито-базальтовые интрузии. По заключению Н. Канделаки, глыбовые брекчии, как фация всего комплекса пород вулканогенной толщи, имеют несомненное стратиграфическое значение и по ним можно разграничить две немых свиты вулканогенных образований — верхнего и среднего эоцена.

Интересно отметить, что глыбовые брекчии залегают трансгрессивно на более древних образованиях. В районе Насакиральских минеральных источников наблюдаются конгломераты с хорошо окатанными гальками мандельштейновых андезитов, сиенито-порфиров, известняков и др. Значительный интерес представляют гальки сиенит-порфиров, дающие основание считать сиениты Аджарии и Гурии доверхнеэоценовыми образованиями.

К. Маслов (35) вулканогенную толщу Гурии относил к сармату. Д. Белянкин и В. Петров (35), на основании геолого-петрографических исследований, считают ее более древней, что и подтвердилось наблюдениями Н. Канделаки (176). Действительно вышеприведенные факты: трансгрессивное залегание толщи на среднеэоценовых и верхнемеловых образованиях, фациальное замещение ее биотитовыми туфами и согласный переход в фораминиферовые мергели приабоны доказывают верхнеэоценовый возраст всей толщи.

В южной части Гурии, у северного подножья Аджаро-Гурийского хребта, в окрестностях с. с. Сачамиас-сери, Букнари, Янеули, Еркети, Хидистави, Аскана и др. намечается довольно широкая, почти изоклинальная складчатая полоса (176), где грубообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты вклиниваются в толщу песчанистых и мергелистых глин и

голубоватых мергелей. По данным Н. Канделаки, голубые мергели пользуются здесь ограниченным распространением; взамен их, широко развиты глины горохово-желтого и серого цветов, а биотитовые песчаники наблюдаются лишь местами в виде коротких, быстро выклинивающихся слоев, мощностью не более 60 м и неоднородны по составу; часто встречается чередование биотитовых песчаников с туфобрекчиями и туфоконгломератами, в которых цементом служит биотитовый песчаник.

Наблюдаемые разрезы не оставляют сомнения в том, что вулканогенные породы и глинисто-мергелистые отложения представляют единую и нераздельную в стратиграфическом отношении толщу. Вследствие этого, на нашей геологической карте полоса их развития обозначена как адигенская свита. Южная граница со среднеэоценовыми вулканогенными образованиями проведена условно, так как плохая обнаженность и общее сходство не дают возможности точно ее установить .

Макрофауны, кроме рыбьих чешуй, в мергелях не найдено. Из микрофауны много глобигерин и др. фораминифер:

Epinoides umbonata Rss., *Globigerina bulloides* dOrb., *Cibicides pygmea* Hantken и др.

В вулканогенных породах фауна не обнаружена.

К верху эта толща без видимого несогласия перекрывается олигоценовыми гипсоносными глинами и по стратиграфическому положению мы ее также относим к верхнему эоцену (приабоне).

Из Гурийского синклинория биотитовые песчаники и глинистые мергели и мергели прослеживаются узкой полосой на восток в район Вани и далее в Зестафонский район, но количество биотита в них постепенно уменьшается и уже в Богдадском и Зестафонском районах верхнеэоценовые отложения представлены только фораминиферовыми мергелями голубовато-зеленого цвета. Здесь они залегают как под олигоценовыми, так и под надвинутыми вулканогенными отложениями среднего эоцена, выступая на поверхность в сводовой части антиклинальной складки (в районе Багдади, в ущельях рек Ханис-цхали и Сакраула).

Подводя итоги, необходимо отметить:

1. В конце оверзского яруса или в начале приабонского, происходит коренная перестройка палеогеографии всей геосинклинали, вызванная проявившейся в это время, интенсивной орофазой. Внутри геосинклинали поднимается кордильеры, которые служат источником питания верхнеэоценовых бассейнов терригенным материалом.

2. В начале приабоны происходит частичное опускание Аджаро-Триалетской геосинклинали с расширением водных бассейнов, в которых накопляются разной мощности терригенные, карбонатные и вулканогенные отложения, трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывающие древние эоценовые и меловые образования.

3. Одновременно с частичным опусканием Аджаро-Триалетской геосинклинали в верхнем эоцене происходят подводные вулканические излияния андезитово-базальтовых лав в центральной ее части и андезито-базальтовых и трахитовых лав в Гурийской подзоне. Максимальной интенсивности эта подводная вулканическая фаза достигла в западной части Ахалцихской депрессии и в Гурийской подзоне, но слабые ее проявления заметны во всех частях Аджаро-Триалетской геосинклинали, где сохранились верхнеэоценовые отложения. Таким образом, вулканическая фаза этого времени, характеризующаяся по сравнению с вулканическими фазами среднего эоцена и среднего мела гораздо меньшей интенсивностью, имеет в исследованных районах не локальное, а повсеместное развитие, что до настоящего времени не отмечалось.

Артвинско-Сомхитская глыба

На Артвинско-Сомхитской глыбе верхнеэоценовые отложения приурочены к северо-восточной части Асуретской зоны, где они выходят в долине р. Алгети, в районе оз. Кумиси и в южных предгорных частях восточной оконечности Триалетского хребта.

В районе с. Кумиси, нижняя часть этой свиты представлена чередованием гипсоносных глин и песчаников (с преобладанием последних), среди которых попадаются зеленоватые, тонкослоистые и среднезернистые туфогенные породы. В восточной части депрессии Кумиси уже преобладают глины. Они тонкослоистые, темносерые и включают гипс. Вдоль железной дороги по восточному берегу озера Кумиси над песчаниками следует в разрезе чередование гипсоносных глин и песчаников. Песчаники мелкозернистые и редко среднезернистые, зеленоватого оттенка, включают значительное количество туфогенного материала. Глины темносерого цвета и обычно содержат конкреции, в которых, кроме отпечатков рыбьих чешуй, замечены растительные остатки.

По данным И. Качарава (185) в Асурети, выше туфобрекчий среднего эоцена развиты гипсоносные глины и песчаники, выше сменяемые чередующимися конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, мощностью около 100 м. В конгломератах встречаются мелкие нуммулиты.

К востоку от Асурети в южной части Телетского хребта выклиниваются конгломераты, а затем и песчаники, и уже в окрестностях Соганлуга верхний эоцен почти полностью сложен из глин, чередующихся со сланцеватыми песчаниками. К юго-востоку от Соганлуга, близ развалин церкви Марине, по правой стороне оврага, в желтоватых песчаниках И. Качарава обнаружены: *Nummulites sp. n.*, *Opercueina ammonea* Leym. и микрофораминиферы. К северо-востоку эти отложения непосредственно увязываются с навтлугской свитой верхнего эоцена.

Описанная свита выше, без видимого несогласия, переходит в олигоценовые отложения и, так как по наблюдениям В. Эдилашвили она в районе Манглиси трансгрессивно залегает на среднеэоценовых образованиях, обоснованней будет отнести ее к верхнему эоцену.

В других областях Артвинско-Сомхитской глыбы верхнеэоценовые отложения неизвестны, но не исключена возможность развития их под молодыми третичными и четвертичными вулканогенными образованиями к югу от Ахалцихской депрессии в Джавахетской зоне.

5. Олигоцен

Олигоценовые отложения в исследуемых областях, характеризующиеся почти однообразными фациями, занимают гораздо меньшую площадь и, по сравнению с эоценовыми образованиями (за исключением восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы), обладают меньшей мощностью. Различие между нижним и верхним палеогеном выражено наиболее отчетливо в фациях отложений. Если в палеоцене и в нижнем эоцене имелись мощные отложения во флишевой фации, в среднем эоцене — в вулканогенной, а в верхнем — в глинисто-песчанистой и частично вулканогенной, то в олигоцене развиты в основном гипсоносные глины типа майкопских и реже песчаники в полуморской и лагунной фациях. В фациальном отношении олигоцен близок к верхнему эоцену, с которым иногда связан постепенным переходом. Тесно связан он также и с постепенно сменяющими его нижнемиоценовыми отложениями, в ряде случаев, представленными майкопскими глинами, вследствие чего разграничение их становится невозможным.

Расчленение Аджаро-Триалетской геосинклинали на отдельные бассейны, начавшееся еще в верхнем эоцене, достигло максимума в конце олигоцена и в нижнем миоцене. Физико-географические условия существовавших морских бассейнов изменились, по всей вероятности, в результате крупных движений, имевших место в нижнем олигоцене и в нижнем миоцене. Эти движения, типично орогенного характера, вывели Аджаро-Триалетскую систему из геосинклинального состояния и превратили ее в область размыва. Лишь в некоторых частях ее остались небольшие изолированные водные бассейны полуморского и лагунного характера.

Если Грузинская глыба, в продолжение всего палеоцена и эоцена лишь частично и временами затоплявшаяся морем, служила областью питания геосинклинальных бассейнов Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии, то в олигоцене, наоборот, — эти бывшие геосинклинальные бассейны превратились в источники питания осадками олигоценовых морей Грузинской глыбы. Следует отметить, что не вся Грузинская глыба была залита морем и отдельные части суши, как например, центральная часть Дзирульского массива, выступали в виде островов.

Аджаро-Триалетская система

Олигоценовые отложения развиты в основном в северной, южной и восточной частях Аджаро-Триалетской складчатой системы; выходы их приурочены к Гурийско-Кавтисхевской подзоне, Ахалцихской депрессии и Дигомско-Сартичальской подзоне.

Дигомско-Сартичальская подзона (Тбилисско-Норийский район) более или менее детально изучена В. Пахомовым (284—286), Н. Кебадзе (191), М. Варенцовым (71), И. Качарава (185) и др. Однако, у этих авторов, имеются разногласия в проведении границы между верхним эоценом и нижним олигоценом. Переходный горизонт литологически представлен отложениями, сходными в одних районах с верхнеэоценовыми образованиями, а в других — с майкопской свитой; в первом случае их относят к верхнему эоцену, а во-втором — к олигоцену. В большинстве случаев, границу между ними приурочивают к горизонту, выше которого не встречаются нуммулиты и дискоциклины (185). На основании стратиграфического положения и некоторых фаунистических данных М. Варенцова (71), а также параллелизации с соседними районами, я условно, отношу этот переходный горизонт к олигоцену.

Олигоценовые отложения долины р. Куры в районе Тбилиси М. Варенцов подразделяет на следующий ряд свит и горизонтов:

«1. Нижний олигоцен — зона *Variamussium fallax* Kor.

2. Средний олигоцен (нижний отдел) — хадумский горизонт или слои с *Planorbella*.

3. Средний олигоцен (верхний отдел) — майкопская свита — нижний отдел. В нижней части горизонт с *Pectunculus obovatus* L.

4. Верхний олигоцен и нижний миоцен. Майкопская свита—верхний отдел.»

По Пахомову (284—286), отложения залегающие выше тбилисской (нуммулитовой) свиты подразделяются на следующие горизонты и свиты: 1) авлабарский горизонт; 2) ахалсопельская свита и 3) марткобская свита.

Как выясняется из описания разрезов, верхняя часть авлабарского горизонта и вся ахалсопельская свита В. Пахомова соответствует нижней олигоценовой свите и хадумскому горизонту М. Варенцова, а марткобская свита — майкопской свите среднего и верхнего олигоцена.

В Дигомско-Сартичальской подзоне олигоценовые отложения имеют широкое распространение и необычную для других районов, большую мощность. Здесь нижнеолигоценовые отложения впервые выделены М. Варенцовым; данная им подробная характеристика их приводится ниже в сокращенном виде.

«Мощную толщу отложений описанную выше (верхнеэоценовые отложения. П. Г.) покрывает толща чередующихся пластов песчаников и глин. В нижней половине свиты преобладают мощные пласты рыхлых песчани-

ков, серой, зеленовато-серой, желтовато-серой и ржаво-бурой окраски, с преобладанием средне- и мелкозернистых песчаников с частыми характерными пластами грубозернистых песчаников, содержащих включения мелких черных кремневых галек и галечек других пород, и кусочков темносерого и черного кремнистого глинистого сланца, зеленого мергеля, разного рода туфогенных песчаников с крупными зернами кварца. Необходимо отметить в основании этой толщи и в ее кровле отдельные пласты грубозернистых песчаников с включением галечек, приобретающих характер микроконгломерата»...

«В верхней части свиты песчаники преимущественно кварцевые. Песчаники богаты гипсом и содержат обуглившиеся растительные остатки и фауну. Пласты песчаников чередуются с глинами коричневато-бурой, темнобурой и темносерой окраски, с тонкослоистыми, сланцеватыми выцветами ярозита. В нижней половине толщи преобладают песчаники и отдельные пласты глин, имеют мощность наиболее часто 0,1 до 0,5 м и очень редко до 10 м. В верхней части свиты роль глин возрастает и песчаники и глины распределены более или менее равномерно.

По своему облику и составу глины сходны с характерными глинами отложений широко известной майкопской свиты. В нижней и верхней частях свиты, в прослоях грубозернистых песчаников содержится фауна: плохой сохранности чешуйки неопределимых рыб и редкие раковины — *Leda sp. Corbula sp.*, *Congeria* cf. *aviculoides*, *Turritella sp.*, *Cardium sp.*, *Meretrix sp.*, *Pholas sp.*, *Natica sp.*, *Planorbis sp.*, *Melanopsis sp.*, *Pecten sp.* и обломки неопределенных форм".

К. Масловым в Ахалсопельских слоях найдены: *Cardium aralense* Abich., *Cardium sp.*, (очень мелкие формы), *Caliptrea aperta* Sol., *Saxicava complanata* Beyr., *Thracia elongata* Sand., *Thracia sp.*

По новым данным М. Варенцова мощность нижнеолигоценовых отложений достигает 2000 м и они «занимают очень широкую и непрерывную полосу, распространяющуюся вдоль берегов Куры, к северу от Тбилиси до г. Мцхета, выполняя синклинальную впадину в районе пригорода Сабуртало, широкую полосу синклинали в районе Дигоми и с. Ниж. и Верхн. Авчала, и в других пунктах». По его же данным, эти отложения в районе Коджори, Асурети и в верховьях р. Алгети, залегают на поверхности размыва нижележащих, более древних отложений, в то время, как в Тбилисском районе между верхним эоценом и нижним олигоценом имеется постепенный переход. Такое явление наблюдается и в других районах Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В районах Земо-Авчала и с. Глдани соответствующие этому горизонту отложения представлены в основном кварцевыми песчаниками и микроконгломератами, согласно залегающими на верхнеэоценовых отложениях.

Среднеолигоценовые отложения, т. е. майкопская свита, в описуемом районе обнажены наиболее полно на участке Норио-Марткоби и западнее по балке Хевдзмари. Во всех этих местах над мощной толщей хадумского горизонта (ахалсопельская свита) развита так же мощная толща коричневато-бурых и темносерых глин с гипсом и выцветами ярозита, чередующихся с прослоями песчаника светлосерого и синевато-серого, мелко- и, преимущественно грубозернистого, кварцевого с черной кремневой галькой и с обилием зерен полевых шпатов. В верхней части майкопской свиты песчаники становятся реже.

Отложения майкопской свиты Норио-Марткобского района Н. Кебадзе (191) расчленяет на 4 горизонта:

1) нижний — горизонт Началоби, литологически представленный чередованием пластов (до 0,5—1 м) беловатых песчаников и типичных майкопских глин — мощностью от 45 до 65 м.

2) второй горизонт представлен чередованием мощных беловатых песчаников (до 2—3 м), светлосерых рыхлых песчаников и типичных майкопских глин. Преобладают песчаники. Мощность составляет 200—250 м.

3) горизонт Аликеди — чередование типичных майкопских глин и прослоев (до 15 м) светлых рыхлых песчаников. В песчаниках найдена фауна плохой сохранности — *Corbulomya elongata* Sond., *C. triangula* Nyst., *C. lamberti* Cossm. Мощность изменяется в пределах 280—310 м.

4) самый верхний горизонт данной свиты представлен глинами шоколадного и коричневого цвета с редкими прослоями светлых и рыхлых песчаников. Мощность изменяется от 50 м на севере до 240 м на юге.

Таким образом, по данным указанного автора, мощность майкопской свиты в южной части района достигает 865 м, а в северной 575 м. Кроме того, содержание в свите песчаников в северной части значительно возрастает.

Верхняя часть майкопской свиты в описываемом районе литологически представлена мощной толщей майкопских глин шоколадного, коричневато-бурого, темнобурого, темносерого цветов, с обилием гипса и выцветами ярозита, чешуями рыб и растительными остатками. В нижней части толщи наблюдаются редкие тонкие прослои (около 0,1 м) грубо- и мелкозернистого кварцевого песчаника, а в верхней части — линзы и конкреции железистого, желтовато-серого, мелкозернистого песчаника и мергеля.

Таким образом, в районе Тбилиси—Норио общая мощность всего олигоцена изменяется в пределах 2,5—3,5 км (Следует заметить, что вторая цифра нам акжется преувеличенной).

Небольшие выходы олигоценовых отложений имеются в районе Мцхета по левобережью р. Куры и в районе с. Дзегви, где они залегают несогласно на среднеэоценовых туфогенных образованиях.

После сравнительно большого перерыва олигоценовые отложения широкой полосой выступают в долине р. Куры, начиная от Каспи и Цителкалаки на востоке и кончая с. Квишхети и Сурами на западе.

В Каспи-Цителкалакском районе олигоцен несогласно перекрывает среднеэоценовые и верхнемеловые образования и выше совершенно согласно переходит в нижнемиоценовые отложения — сакараульский горизонт. В районе Цител-калаки, по левобережью р. Тедзами, у с. Ташиани обнажены нижние горизонты олигоценовых отложений, трансгрессивно перекрывающие строительные туфы среднего эоцена. Олигоцен начинается крупнообломочными конгломератами, которые выше сменяются чередованием коричневато-бурых и темносерых глин и желтовато-серых и зеленовато-серых песчаников. М. Варенцов среди песчаников и глин здесь выделяет мощные пласты (до 10 м) серого вулканичесго пепла, считая их продуктом самостоятельной вулканической деятельности. Этот разрез был мною детально исследован, в результате чего выяснилось, что пласты вулканического пепла представляют собой не что иное, как переотложенные тедзамские туфы среднего эоцена, на которых олигоцен залегает трансгрессивно с угловым несогласием.

В этом разрезе в коричневатых глинах собрана микрофауна: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Virgulina sp.*, *Globigerinella micra* (Cole), по общему типу сходная с фораминиферами хадумских слоев Северного Кавказа (71).

Средняя часть олигоцена в Каспи-Цителкалакском районе перекрыта аллювиальными отложениями. Его верхние горизонты хорошо представлены в районе ст. Метехи, где они сложены шоколадными и буровато-коричневыми гипсоносными глинами и реже желтоватыми песчаниками. В самых верхних горизонтах содержание косослоистых кварцевых песчаников постепенно увеличивается и глины совершенно незаметно сменяются также косослоистыми кварцевыми, более грубозернистыми песчаниками сакараульского горизонта.

Из Метехского и Цителкалакского районов олигоценовые отложения непосредственно прослеживаются на запад в Горийский район, где они залегают совершенно согласно на верхнеэоценовых отложениях. Прекрасные разрезы их наблюдаются в ущелье р. Тана ниже с. Джебира и далее к югу от ст. Гори. Здесь, к югу от Горийского шпалопропиточного завода, выходят:

1. Песчаники верхнего эоцена с *Num. Fabianii* Prev., *Num. incrassatus* de la Harpe, *Discocyclina sp.*
2. Выше совершенно согласно залегают — слоистые песчаники, чередующиеся с тонкими прослоями гипсоносных глинистых сланцев с рыбьими чешуями. Песчаники среднезернистые кварцевые, тонкослоистые, черновато-серые, богаты растительными остатками. Мощность . . 50 м

3. Выше, песчано-глинистая толща совершенно постепенно переходит в толщу песчаников и микроконгломератов, которая в основном сложена кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с тонкими (от 0,005 до 0,25 м) слоями темнокоричневых и буровато-серых глинистых сланцев. Среди песчаников часты микроконгломератовые прослои и отдельные пачки и линзы конгломератов. Мощность . . . . 80—90 м
Песчаники крупнозернистые, слабо-слюдистые, то желтовато-бурые, то серые, слегка известковистые, в верхних горизонтах толстослоистые. Глинистые сланцы слегка песчанистые, тонкосланцеватые, гипсоносные черно-серого и шоколадного цвета, содержат чешуи рыб и растительные остатки. Вся эта толща падает на ЮВ 120 — 130 ° < 25 °. Песчаники из этой толщи эксплоатируются в качестве строительного камня.
4. Выше, на самом гребне, над песчаниками залегает горизонт крупнозернистых песчаников, конгломератов и брекчиевидных пород совершенно такого же характера, как под крепостью Горис-цихе. В этих песчаниках и конгломератах И. Качарава найдена фауна: *Congeria sp.*, *Corbula sp.*, *Neritina sp.*, *Melanopsis sp.* и др. неопределимые формы. Означенный гребень к юго-востоку имеет очень пологое падение и здесь, по плоскости напластования, выходят упомянутые песчаники и конгломераты с шаровой отдельностью. Такая картина наблюдается до сухой балки, впадающей в р. Куру. Мощность этого горизонта . 50 м
5. На правой стороне этой балки, стратиграфически выше, залегают рыхлые, желтоохристые, тонкослоистые, гипсоносные глинистые песчаники и песчанистые глины. На 50 м выше основания этого горизонта, среди песчанистых глинистых сланцев, залегает линзовидного характера пласт крупнозернистого песчаника и микроконгломерата, переполненный однообразными пелециподами, по предварительному определению И. Качарава Corbula (мелкие формы). Мощность около . . 70 м
6. Стратиграфически выше пятого горизонта залегают майкопского типа глины и чередующиеся с ними песчаники. Глины шоколадного цвета и очень богаты гипсом, рыхлые, тонкослоистые с чешуями — Meletta. В глинах часты окремненные очень крепкие конкреции (септарии), плоско-округлой формы, содержащие много растительных остатков и чешуй Meletta. Мощность песчаников, чередующихся с глинами, меняется от 0,30 до нескольких метров. Вся эта свита падает на ЮВ < 15°.

Пространство между вышеописанным горизонтом «6» и с. Джебира занято майкопскими глинами и чередующимися с ними в верхних частях песчаниками, выполняющими мульду Цедисской синклинали. Песчаники выходящие у с. Джебира, являются южным крылом этой складки. Горизонты «2», «3», «4», «5», т. е. толща, подстилающая майкопскую свиту, общей мощностью в 250 м, мною условно относится к нижнему олигоцену.

В сторону с. Хидистави, все описанные горизонты уходят под аллювий р. р. Тана и Куры, а на запад непрерывной полосой продолжаются до с. Цедиси, где горизонт «5» представлен чередованием конгломератов и крупнозернистых песчаников. Конгломерат состоит из кварца, розового гранита, песчаника, известняка и других пород. Максимальный диаметр гальки достигает 15 см.

У с. Джебира нижнеолигоценовые отложения представлены слеующим восходящим разрезом:

1. Под аллювием р. Атрева (Гардатнис-Атрева) выходят шоколадного цвета тонкослоистые глины, чередующиеся со слоистыми серыми песчаниками. Глины гипсоносные с растительными остатками. Песчаники мелко- и среднезернистые, также содержащие растительные остатки. Видимая мощность . . . . . 10 м
2. Выше следуют чередующиеся слои серых песчаников и чернобурых и тонкослоистых глинистых сланцев. В нижней части песчаники и глины распределены равномерно, а в верхней — преобладают песчаники. Мощность около . . . . . 400 м
3. Толща строительных песчаников с. Джебира. В нижней части они более мелкозернистые, содержащие в довольно большом количестве растительные остатки, что придает им сероватый оттенок; выше они более крупнозернисты и среди них часты микроконгломератовые слои. Общая мощность строительных песчаников около . . . . . 60 м
Падение СВ 5—10° < 70—75°.
4. Крупнозернистые песчаники и микроконгломераты, не обнажающиеся полной мощностью. Приблизительно на 300 м ниже с. Джебира, над ними выходят типичные майкопские глины, с более пологим падением.

К западу от Горийского района до района Карели, олигоценовые отложения в долине р. Куры не обнажаются. Небольшой выход их описывается М. Варенцовым (71) в обрывах левого берега р. Куры, возле с. Урбниси, у парома. Здесь над среднеэоценовыми известняками с *Nummulites atacicus* Leym. и песчанистыми известняками и известняками верхнего эоцена с теребратулами и ринхонеллами залегают:

«1. Глины голубовато-серые с прослоями грубозернистых кварцевых песчаников. Мощность около . . . . . 50 м
В глинах богатая микрофауна нижнего олигоцена — зоны *Variamussium fallax* Korobk.
2. Выше — глины и песчаники хадумского горизонта и нижнего майкопа».

В районе Карели и далее на запад на северном склоне Дзамского водораздельного хребта олигоценовые отложения хорошо развиты в синклинальных складках, где совершенно согласно, во всяком случае без видимого перерыва, следуют за верхнеэоценовыми отложениями.

Литологически олигоценовые отложения здесь представлены в основном глинами типично майкопской фации, но в нижней части выделяется горизонт мощностью около 200—300 м, характеризуемый чередованием мощных пачек светлосерых и желтоватых, мелко- и крупнозернистых песчаников и темносерых, темнокоричневых, слоистых глин с рыбьими чешуями и фауной плохой сохранности. Средняя часть олигоценовых отложений района сложена темносерыми, шоколадно-коричневыми, гипсоносными глинами, переполненными чешуями рыб — Meletta. В глинах часты тонкие пласты и линзы песчаников и мергелей, большей частью окремненные и выделяющиеся в виде конкреций (септарий). Диаметр таких септарий иногда достигает

1 м. В них часты чешуи рыб, а иногда и пелециподы и гастроподы плохой сохранности.

В районе с. Тагори и западнее от него в верхней части толщи выделяется мощная пачка (около 50—70 м) светлых кварцевых песчаников, которые выше сменяются онкофоровыми песчаниками коцахурского горизонта. Эту верхнюю пачку мы относим условно к сакараульскому горизонту.

Подобные же песчаники обнажаются над майкопскими глинами в районе Сурами под крепостью Сурамис-цихе.

В долине Куры на р. Черат-хеви, в районах с. с. Келети, Хциси М. Варенцовым (71) из нижних горизонтов олигоценовых отложений отмечена следующая макрофауна: *Variamussium fallax* Korobk., *Parvamussium cartalinicum* Korob., *Spondylus sp.* (cf. *buchi* Phil.), *Phacoides rectangulatu* Holm., *Corbis Corotcovi* Korob., *Cryptodon sp.*, *Cerithium saxonicum* Koen. *Diastoma costellatum* Lamk. var. *alpinum* Tourn., *Tornatellaea simulata* Sol Кроме того, М. Варенцовым приводится длинный список микрофауны. На основании всей этой фауны автор, содержащие ее отложения относит к нижнему олигоцену, а вышележащие отложения глин и песчаников, на основании фауны *Plonorbella*—к среднему олигоцену (хадумский горизонт).

К среднему и верхнему олигоцену и к нижнему миоцену М. Варенцов относит также всю остальную мощную толщу майкопских глин, в которых в Сурамском районе им найдены: *Acantias minor* D., *Cetochinus sp.* *Cardium sp.*, *Corbulamya sp.*, *Corbula laevis* B., *Congeria sp.*, *Melanopsis sp.*

В Сурамском районе олигоценовые отложения трангрессивно залегают на верхнемеловых известняках, причем нижние горизонты здесь отсутствуют. По направлению с запада на восток и с севера на юг в сторону северных склонов Триалетского хребта, олигоценовые отложения согласно следуют за верхнеэоценовыми в центральных частях синклинальных складок, а в сводах антиклиналей — трансгрессивно перекрывают более древние отложения. В первом случае олигоцен представлен полностью, а во втором отсутствуют нижние его горизонты. Необходимо также отметить, что переход олигоцена в нижнемиоценовые отложения (сакараульский горизонт) происходит совершенно постепенно и эти последние выделяются фациально лишь местами. В последнем случае фиксировать границу между ними не представляет затруднения. Однако, во многих районах, приходилось наблюдать постепенное замещение песчаников сакараульского горизонта глинами майкопской фации и непосредственный переход этих глин в онкофоровые песчаники коцахурского горизонта (Хашурский район, правобережье р. Куры). По этим основаниям сакараульские песчаники нужно считать фацией мощной толщи верхней части майкопа и, что совершенно естественно, отнести их к нижнему миоцену. Поэтому вполне возможно, что нижнемиоценовые отложения Норио-Марткобского района представлены в фациях майкопской свиты.

Следующим районом хорошего развития олигоценовых отложений является Ахалцихская депрессия. Эти отложения здесь изучались еще со времен Абиха и Симоновича, но установленная ими стратиграфия требует уточнения. В этом отношении большая работа выполнена Б. Меффертом (247), который первый разобрался в ошибках, допущенных предыдущими исследователями. Последующим и исследователями В. Богачевым (47), И. Качарава (188), С. Лукашевичем и В. Страховым (236) и другими, внесены существенные поправки в стратиграфическую схему Б. Мефферта, в результате чего в настоящее время мы имеем более стройную и, по моему мнению, более отвечающую действительности стратиграфическую схему.

Б. Мефферт олигоценовые отложения Ахалцихской депрессии делит на 10 литологических свит и горизонтов: 1) свиту темносерых сланцеватых глин с подчиненными слоями песчаников; 2) горизонт с *Pecten arcuatus* Brocchi 3) свиту глин и сланцеватых песчаников; 4) горизонт Куратубани; 5) свиту глин и песчаников; 6) нижние песчаники Цхрута-Цахана; 7) лигнитоносную свиту; 8) верхние псечаники Цхрута-Цахана; 9) мощную толщу красноцветных пород, и 10) белые кварцевые пески горы Острой.

По материалам И. Качарава, С. Лукашевича и Б. Страхова первая свита скорее относится к верхнему эоцену, нежели к олигоцену; горизонты «6», «7» и «8», согласно данным И. Качарава соответствуют сакараульскому и коцахурскому горизонтам.

По моим наблюдениям, «9» и «10» горизонты, т. е. толща красных пород и пепловые туфы, а не кварцевые пески, как их определил Б. Мефферт, являются базальными отложениями годердзской свиты и относятся к среднему миоцену. Над толщей красноцветных пород горизонта «9» совершенно согласно залегают вулканогенные породы годердзской свиты, представленные на горе Острой и вообще в центральной части Ахалцихской депрессии туфами, вулканическими пеплами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями, в которых вовсе отсутствует кварцевый материал.

Таким образом, олигоценовые отложения Ахалцихской депрессии начинаются песчаниками с *Pecten arcuatus* и кончаются свитой глин и песчаников.

Горизонт с *Pecten arcuatus* литологически представлен довольно грубыми песчаниками мощностью около 40—60 м. Хорошие обнажения их имеются только по ущелью р. Борбало. В остальных районах Ахалцихской депрессии отложения этого горизонта представлены то песчаниками, то фациально замещающими их глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами. В центральной части Ахалцихской депрессии этот горизонт нижнего олигоцена, без видимого перерыва, следует за верхним эоценом, в то время как

в северной части депрессии он непосредственно ложится на вулканогенные образования оверзского яруса и среднего эоцена. Б. Мефферт считает этот контакт тектоническим, что приходится признать ошибочным. Почти во всей полосе от Шурдо до Ани видно, как нижнеолигоценовые отложения с крутым падением залегают на среднеэоценовых вулканогенных образованиях. В редких случаях наблюдается опрокидывание олигоцена, что, по всей вероятности и ввело в заблуждение Б. Мефферта.

Отсутствие песчаников этого горизонта в остальных частях Ахалцихской депрессии Б. Мефферт объясняет крупными сбросами, что также не соответствует действительности. В имеющихся здесь прекрасных разрезах над верхнеэоценовыми отложениями совершенно согласно залегают олигоценовые, и никаких нарушений не наблюдается. Это в свое время было отмечено еще С. Лукашевичем и В. Страховым (236), а затем И. Качарава.

Горизонт с *Pecten arcuatus* содержит также *Cardium sp.*, ядра *Cyprina* cf. *tumida* Nist., *Crassatella sp. ind.*, *Panopea* (*Glycimeris*) *sp.*, *Calyptraea* cf. *aperta* Sol. и др. Этот горизонт относится к нижнему олигоцену совершенно условно, так как С. Лукашевич и В. Страхов отмечают, что эти отложения всюду покрываются желтовато-серыми глинами с прослоями тонкослоистых плитчатых песчаников, в которых имеются обильные оперкулины и реже мелкие нуммулиты. Общий характер фауны с *Operculina ammonea* Leym. повидимому, близок к самым верхам эоцена правобережья р. Посхови, где вместе с этой формой были найдены *Nummulites budensis* Hantken и *Num. pulchellus* Hantken., относящиеся к приабонскому ярусу. Если эти формы не переходят в нижний олигоцен, то правильнее будет горизонт с *Pecten arcuatus* отнести к верхам верхнего эоцена.

Выше этого горизонта, совершенно согласно залегает мощная свита глин и сланцеватых песчаников с чешуями рыб Clupea и Meletta. Эта свита в Ахалцихской депрессии не содержит руководящей фауны. Основываясь на залегании ее между горизонтом с *Pecten arcuatus*, и средним олигоценом куратубанским горизонтом, ее условно можно отнести к нижнему олигоцену.

Выше свиты глин и сланцеватых песчаников залегает горизонт Куратубани, известный своей богатой фауной еще со времен Г. Абиха (5). Им, а затем и Ф. Освальдом он относился к верхнему олигоцену. С. Симонович и А. Сорокин, а затем Б. Мефферт считали его среднеолигоценовым, а И. Качарава относит к верхам среднего олигоцена.

Литологически горизонт Куратубани представлен песчаниками и чередующимися с ними тонкими слоями глинистых сланцев. В них И. Качарава собрана следующая фауна: *Pectunculus obovatus* Lam., *Pect. sp.* (aff. *obliteratus* Desh.). *Cardium tenuisulcatum* Nyst., *Card. sp.*, *Cyrena semistriata* Desh., *Callistra Sismondii* Mayer, *Corbula* cf., *Gratiloupi* Benoist., *Corbulomya nitida* Sam., *Cytherea sp.*, *Pecten arcuatus* Brocchi., *Ostrea cyathula* Lam., *Ne-*

ritina sp., *Caeliptraea striatella* Nyst., *Natica achatensis* de Kon., *N. hantoniensis* Som., *N. sp.*, *Vermetus* cf. *imbricatus* Sand., *Melanopsis callosa* Br., *Buccinum caronis* Brong., *Cerithium subelegans* Abish, *C. karathubani* Abish.

Верхний олигоцен в Ахалцихской депрессии представлен свитой глин и песчаников литологически ничем не отличающейся от нижнеолигоценовой глинисто-песчанистой свиты. Она согласно следует за отложениями горизонта Куратубани и так же согласно переходит в нижние песчаники Цхрута-Цахана. В ней у с. Дзири И. Качарава найдены: *Cytheria incrassata* Sow. и *Cardium sp.*

Из центральной части депрессии олигоценовые отложения продолжаются на запад и на восток в виде узких полос, выполняя мульды синклинальных складок в восточном и западном направлениях, олигоценовые отложения быстро выклиниваются. После большого перерыва они снова выходят на востоке в районе с. Тори и Цихисдзирского понижения. В районе с. Тори, судя по отдельным неполным выходам, олигоценовые отложения литологически представлены гипсоносными глинами и, главным образом, конгломератами, изобилующими корбулами. Б. Мефферт считает эти отложения синхроничными лигнитовому горизонту Ахалцихского бассейна и относит к верхнему олигоцену. И. Качарава как первые, так и вторые относит к нижнему миоцену. Этот вопрос требует уточнения.

А. Шишкиной — Богачевой из этого района собрана фауна: *Corbula Helmerseni* Mikh., *Cyrena semistriata* Desh., *Melanopsis* (*Lyracaea*) *sp.* близко стоящая к миоценовым формам и редко *Pholas sp.* и *Congeria sp.* Однако, учитывая, что корбуловые слои с. Тори залегают в нижней части гипсоносной толщи, я считаю, более правильным, параллелизовать их с корбуловыми слоями Горийского района и условно отнести к олигоцену.

Следует обратить внимание на то, что олигоценовые отложения Ахалцихской депрессии, по общему своему литологическому составу, отличаются от таковых других районов Грузии. Во-первых, олигоцен Ахалцихского бассейна не представлен типичными глинами майкопской фации, во-вторых, он богат ископаемой фауной, и наконец в третьих, менее гипсоносен.

Важно также отметить, что олигоценовые отложения Ахалцихской депрессии, общая мощность которых равна 500—600 м, а местами достигает 1 км, в центральной части депрессии совершенно согласно (во всяком случае без видимого несогласия) следуют за верхним эоценом, а в периферических частях трансгрессивно перекрывают более древние образования, т. е. повторяется явление, наблюдавшееся нами в северной и восточной частях Триалетского хребта. Олигоцен трансгрессивен также в районах Тори и Цихис-дзири.

Гурийско-Кавтисхевская подзона

Олигоценовые отложения широко развиты также и в Гурии, где подразделены на две части: a) нижний олигоцен и b) средний и верхний олигоцен.

Нижний олигоцен совершенно согласно следует за верхнеэоценовыми фораминиферовыми мергелями и сложен мергелями и мергелистыми глинами. Выходы этих отложений, общей мощностью в несколько десятков метров обнаружены Н. Канделаки и Г. Челидзе (176) в Чохатаурском районе, где найдена микрофауна зоны Bolivina: *Bolivina* cf. *nobilis* Hant., *Cibicides peduridus* Nutt., *Bolivinoides sp.* и др. По свидетельству авторов, этот горизонт часто отсутствует, вследствие трансгрессии майкопской свиты.

Средний и верхний олигоцен Гурии представлен глинами майкопской свиты, выходы которых имеются в окрестностях с. с. Дзимати, Ацана, Мамати, В. Джумати и на юге вдоль южной периферии Гурийской депрессии. Нижняя часть майкопской свиты слегка карбонатизирована и характеризуется планорбеллами и мелкими тонкостенными пелециподами. Кверху она постепенно переходит в темносерые битуминозные глины с чешуями рыб и конкрециями железистых мергелей и сферосидеритов.

Общая мощность всего олигоцена измеряется в пределах 700 м.

Небольшие изолированные выходы олигоценовых отложений имеются в Ванском и Багдадском районах, где они залегают в сложных тектонических условиях. В районе Вани они выполняют мульду небольшой синклинальной склазки и литологически представлены гипсоносными глинами типа майкопа, содержащими в большом количестве рыбьи чешуи. Залегают они на верхнеэоценовых отложениях и перекрыты делювием. В Багдадском районе имеется узкая полоса олигоценовых отложений, сложенная гипсоносными сланцеватыми глинами с чешуями рыб и септариями. С севера они трансгрессивно перекрываются средним миоценом или сарматом; на юге — в одних случаях непосредственно ложатся на фораминиферовые мергели приабоны (Ханис-цхали), а в других — залегают под надвинутыми на них с юга верхнемеловыми известняками и вулканогенными образованиями среднего эоцена (к югу от Зестафони).

Судя по отдельным, далеко не полным, разрезам общая мощность олигоценовых отложений этой полосы не должна превышать 250 м.

Восточнее южной части Зестафонского района олигоценовые отложения Гурийско-Кавтисхевской подзоны до Квишхетского и Сурамского районов не выходят. Они здесь или вовсе отсутствуют (между Сурамским перевалом и с. Хидистави), или же полностью перекрыты средним миоценом с

надвинутыми среднеэоценовыми вулканогенными отложениями Ахалцихско-Имеретинского хребта (между с. Пути и с. Персати).

Заканчивая описание олигоценовых отложений исследуемых областей, можно сделать некоторые выводы:

1. Олигоценовые отложения приурочены к отдельным, изолированным друг от друга или полузамкнутым водным бассейнам, в которых отлагались разной мощности мелководные морские (нижний олигоцен) и лагунного типа гипсоносные отложения (средний и верхний олигоцен и частично нижний миоцен).

2. В среднем и верхнем олигоцене происходит погружение и расширение этих бассейнов, в основном в сторону Грузинской глыбы и восточной части Триалетского хребта, а также, частично, внутри самой Аджаро-Триалетской системы, где они все же не достигают границ распространения верхнеэоценового моря.

3. Необыкновенно большая мощность и широкое развитие верхнеэоценовых и, особенно, олигоценовых отложений Дигомского-Сартичальской подзоны и несравненно меньшие мощность и распространение и даже отсутствие их в остальных частях Аджаро-Триалетской системы, с очевидностью указывают на более глубокое погружение этой подзоны и на поднятие остальных частей системы.

Восточная часть Аджаро-Триалетской геосинклинали достигает максимума своего развития в олигоцене, тогда как западная (территориально большая часть) — в среднем эоцене.

Западная часть Гурийско-Кавтисхевской подзоны окончательно отделяется от Аджаро-Триалетской геосинклинали и припаивается к Грузинской глыбе в олигоцене, а восточная — в среднем миоцене.

Источником питания олигоценовых бассейнов терригенным материалом являются, в основном, приподнятые части Аджаро-Триалетской системы и, частично,—Грузинская и Артвинско-Сомхитская глыбы (имеется в виду исследуемый район).

Артвинско-Сомхитская глыба

(Асуретская зона)

Олигоценовые отложения в Артвинско-Сомхитской глыбе развиты только в Асуретской зоне. Здесь они обнажены в районе озера Кумиси, на хребте Яглуджа и в долине р. Алгети. Вследствие того, что эти отложения непосредственно увязываются с олигоценовыми отложениями Тбилиси-Норийского района, описание их здесь не дается.

Грузинская глыба (*Молассовая зона*)

В молассовой зоне олигоценовые отложения, по всей вероятности, имеют широкое развитие, но в настоящее время они обнажены в ядрах некоторых антиклинальных складок и вдоль надвигов (208) только в области Гаре-Кахети — в долине р. Иори. Они сложеноы, в основном, гипсоносными глинами майкопской фации и частично песчаниками. Сверху они перекрыты среднемиоценовыми отложениями. Подошва нигде не обнажена и поэтому действительная мощность олигоцена остается неизвестной.

В. неоген

Если верхнепалеогеновые движения внесли существенные изменения в палеогеографию Аджаро-Триалетской геосинклинали, расчленив ее на отдельные мелкие бассейны, то неогеновые движения превратили ее в область поднятия. Окончательно сформировавшись, как единая складчатая горная страна, она резко выделилась своим высоким гипсометрическим положением на фоне соседних геотектонических зон — Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб. Особенно резко она отличалась от Грузинской глыбы, остававшейся низменностью в продолжение всего неогена и временами заливавшейся мелководными морями. Артвинско-Сомхитская глыба в среднем и верхнем неогене представляла собой область вулканической активности, результатом которой явились накопление мощной толщи континентально-вулканогенных образований и излияния лав. Эта вулканическая деятельность захватывает также и центральные районы южной части Аджаро-Триалетской горной системы.

В нижнем миоцене в Аджаро-Триалетской системе сохранялись еще небольшие реликты олигоценовых лагунных бассейнов (Ахалцихская депрессия, северный склон Триалетского хребта и Норио-Марткобский район).

Колебательные движения неогенового периода имели место во всех исследуемых геотектонических зонах. Особенно резко они проявились в среднем и верхнем неогене на Грузинской глыбе и, частично, в северо-восточной части Триалетского хребта и в Гурии, к этому времени уже окончательно отделившихся от Аджаро-Триалетской системы и припаявшихся к Грузинской глыбе.

Эти крупные палеогеографические изменения сильно повлияли на характер фаций неогеновых отложений. Так, на Артвинско-Сомхитской глыбе происходят накопление мощных континентальных вулканогенных образований и излияния лав, а на Грузинской глыбе и, частично, в Аджаро-Триалетском хребте отлагается грубозернистый терригенный материал разной мощности.

Если мы при описании отложений до сих пор в основном останавливались на Аджаро-Триалетской системе и лишь вкратце касались Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб, то в дальнейшем придется перенести центр нашего внимания на эти последние, где неогеновые образования имеют широкое распространение. Однако, поскольку основной целью настоящей работы является исследование Аджаро-Триалетской системы, на неогеновых образованиях глыб задержимся лишь в той степени, в какой они нам нужны для восстановления геологической истории Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Неогеновые отложения в исследуемых областях представлены почти всеми ярусами и горизонтами миоцена и плиоцена. Наиболее полные разрезы миоцена известны в молассовой зоне Грузинской глыбы и Гурийско-Кавтисхевской подзоне; в остальных областях представлены только некоторые его горизонты.

Описание миоцена дается ниже не по ярусам и горизонтам, а в целом по районам их распространения. При этом, описание вулканогенных образований южных областей приводится в конце подглавы, так как эти образования по своему стратиграфическому положению и развитию стоят обособленно от синхроничных с ними отлежений и вопрос об их возрасте до сих пор еще не совсем ясен.

Северные склоны триалетского хребта и Норио-Марткобский район

1. Нижний миоцен и низы среднего миоцена

Миоценовые отложения северного склона Триалетского хребта представлены почти всеми горизонтами, начиная от нижнего миоцена (сакараульский горизонт) и кончая верхним сарматом.

Сакараульский, коцахурский и тарханский горизонты

Майкопская свита совершенно постепенно переходит в мощную толщу крупнозернистых песчаников, выделявшуюся раньше М. Варенцовым (62) под названием «куринского горизонта» и позднее подразделенную Л. Давиташвили (123, 124) на два стратиграфических горизонта — сакараульский и коцахурский. В отложениях коцахурского горизонта Л. Давиташвили впервые была обнаружена и изучена онкофоровая фауна и произведена параллелизация их с аналогичными отложениями юго-западной Европы. Вслед за ним М. Варенцов отнес онкофоровый горизонт к самым верхним горизонтам нижнего и низам среднего миоцена.

Еще ранее указанных авторов, В. Богачевым (51) в районе ст. Кавтисхеви была обнаружена в слюдистых песчаниках сакараульского горизонта Pectunculus, Fusus, Natica, Turritella, Cardium и др. формы, на основании чего он их отнес к палеогену.

Отложения сакараульского и коцахурского горизонтов в северной части Триалетского хребта хорошо развиты в районе Кавтис-хеви, к югу от Каспи на горе Сачите, откуда они переходят на левобережье Куры и непрерывной полосой тянутся на запад до г. Гори. Отдельные выходы обнаружены к югу от Хашури по правому берегу Куры и в Сурамском районе. Особенно хорошо обнажаются они на левом берегу Куры к югу от ст. Гракали в небольшой балке, где наблюдается следующий разрез (см. рис. № 1):

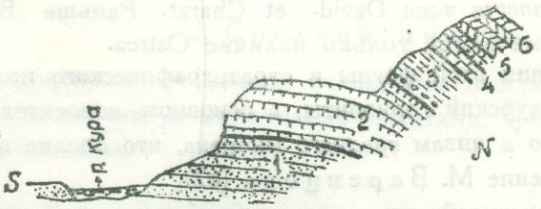


Рис. 1

1. Сакараульские песчаники; 2. онкофоровые песчаники; 3. пестроцветные глины и под ними конгломератовый горизонт с остреями (Чокрак, Тархан?); спаниодонтелловые известняки; 5. фоладовые известняки и песчаники; 6. нижнесарматские песчаники и известняки.

Непосредственно у берега р. Куры обнажаются желтовато-бурые песчаники, непрерывно продолжающиеся выше. Вначале ими сложен пологий склон, обрывающийся к северу карнизом, простирающимся в широтном направлении на довольно большое расстояние. Низы карниза сложены песчаниками сакараульского горизонта, а верхняя часть его — песчаниками коцахурского (онкофорового) горизонта; общая мощность около 350—400 м, из которых на долю сакараульского горизонта приходится около 120 м, а коцахурского 230—280 м.

В с. Уплис-цихе около пещерного города сакараульский горизонт сложен крупнозернистыми, богатыми кварцем, песчаниками. В нижних частях этого горизонта появляются очень тонкие прослои гипсоносных, шоколадного цвета глин. Стратиграфически еще ниже — прослои глин умножаются и на границах с майкопской свитой песчаники уже играют подчиненную роль. К западу от Уплис-цихе мощность сакараульского горизонта постепенно уменьшается и песчаники фациально замещаются глинистыми песчаниками и глинами майкопской свиты.

В районе Каспи песчаники коцахурского горизонта, без видимого углового несогласия, перекрываются чокракскими отложениями, а в районе г. Сачите трансгрессивно, с большим угловым несогласием — средне- и верхнесарматскими отложениями. Трансгрессивное, несогласное перекрывание сакараульского горизонта и майкопа среднемиоценовыми (чокракскими и караганскими) отложениями имеет место и в Сурамском районе.

Таким образом, стратиграфическое положение обоих горизонтов определяется между верхним олигоценом и чокарским горизонтом.

Сакараульский и коцахурский горизонты богаты ископаемой фауной. В настоящее время изучением ее занят Г. Хараташвили, которым определены около 60 видов (363). В Коцахурском горизонте найдены: *Onkophora socialis* Rr., *Congeria transcaucasica* David., *Siliqua sp.*, *Cardium goriense* David., *Panopea nana* David. et Charat. Раньше В. Богачевым и др. здесь отмечалось только наличие Ostrea.

На основании этой фауны и стратиграфического положения, сакараульский и коцахурский горизонты, в основном относятся к нижнему миоцену и частично к низам среднего миоцена, что вполне подтверждает первоначальное мнение М. Варенцова (62).

Прежде чем перейти к другим горизонтам миоцена, следует кратко остановиться на отложениях тарханского горизонта, выходы которого были обнаружены в последнее время Т. Двали (125) в районе Гори, у с. Тинис-хиди. Здесь, по данным автора, отложения этого горизонта литологически представлены светлосерыми песчанистыми известняками мощностью в 6—7 м. Они содержат: *Serpula sp.*, *Arca sp.*, *Cardium sp.*, *Venus* (?) *sp.*. *Tapes* cf. *vetulus* Bast., *Tapes* cf. *vetuloides* Mikh., *Onkophora sp.*, *Pecten Domgeri* Mikh., *Ostrea gryphoides* Schl., *Congeria sp.* Эти отложения Т. Двали, параллелизует с отложениями красных глин с прослоями конгломератов окрестностей Уплис-цихе, характеризующимися большим содержанием *Ostrea gryphoides* Schl., *O. gryphoides* Schloth. var. *Gingensis* Schloth., *O. grybhoides* Schloth. var. *angustata* Serr., *O. lammelosa* Brocchi, *O. digitalina* Dub., *O. Boblayi* Desh. В обломках известняков из остреевого горизонта ею обнаружены: *Arca turonica* Duj., *Arca lactea* Lam., *Cardium sp.*, *Uenus* (?), *Corbula gibba* Oliv., *Congeria sp.*, *Patella sp.*, *Natica* cf. *helicina* Brocchi, *Turritella sp.*, *Aporrhais sp.*, *Serpula sp.* На основании анализа фауны и стратиграфического положения этих слоев, автор условно относит их к среднему миоцену.

В Норио-Марткобском районе сакараульский и коцахурский горизонты не обнаружены, но наличие тарханского горизонта было замечено Н. Вассоевичем (73), обнаружившим конкреции известняка с многочисленными спириалисами и другими формами. Впоследствии К. Масловым в этих районах под чокраком был прослежен на довольно большом протяжении тараханский горизонт в коренном залегании. Литологи-

чески он представлен пачкой серых карбонатных и темносерых глин общей мощностью до 15—20 м. В нижних горизонтах пачки залегает прослой серого плотного мергеля мощностью до 0,20—0,50 м, в котором была собрана следующая фауна: *Pecten denudatus* Reuss., *Nucula placentina* Lam., *Cryptoden sinnosus* Don., *Leda fragilis* Chem., *Leda sp.*, *Tellina sp.*, *Aporrhais pes-pelicani* Linn. var. *caucasica* Dav., *Natica helicina* Brocchi, *Turbonilla sp.*, *Bulla sp.*, *Spirialis sp.* и др.

Возраст тарханского горизонта до настоящего времени окончательно не установлен. Большинство исследователей его считает средним миоценом, относя к началу образования второго средиземноморского бассейна. Некоторые геологи полагают возможным параллелизовать его с сакараульским горизонтом (363), а другие — с верхней частью коцахурского горизонта (362).

2. Средний миоцен

Среднемиоценовые отложения пользуются повсеместным распространением и представлены всеми тремя горизонтами: чокракским, караганским и конкско-фоладовым.

а. Чокракский горизонт

Этот горизонт впервые выделен А. Рябининым (311) по ущельям р. р. Хевдзмари и Арагви. Здесь отложения чокракского горизонта фаунистически охарактеризованы и сложены ярко выделяющимися в разрезе своей зеленой и зеленовато-серой окраской глинами и песчаниками, с включением мелких галек и угловатых кусочков серого мергеля, известняка, темносерого и зеленовато-серого песчаника, кварца и проч., а также с желваками извести.

Во многих пунктах наблюдается залегания в основании чокракского горизонта базального конгломерата до 1,5 м мощности из галек и слабо окатанных крупных кусков, размером от 0,1 до 0,3 м в поперечнике на нервной, волнисто-изрезанной поверхности глин майкопской свиты. В отложениях найдена следующая фауна: *Cardium multicostatum* Br., *Mactra* cf. *Bajarunasi* Andr. и реже *Donax tarchanensis* Andr., *Leda pella* L., *Ervilia podolica* Eichw., *Pecten Malvinae* Dub., *Mytilus sp.*, *Tapes sp.*, *Cerithium sp.* и др.

Наиболее полные разрезы чокракского горизонта имеются по речке Хевдзмари, где их мощность, достигает 150 м. В западном направлении она уменьшается, в восточном—увеличивается.

Из долины р. Арагви отложения чокракского горизонта прослеживаются в западном направлении в сложных тектонических условиях и трудно поддаются исследованию. В более западных районах они хорошо представлены в Каспском и Горийском районах по левобережью р. Куры. В районах Гори и Уплис-цихе, чокракский горизонт литологически представлен, в ос-

новном, красноцветными глинами, среди которых проходят прослои окристых песчаников. В основании чокракских глин, в некоторых пунктах, залегает пласт конгломерата из разной величины галек пород мела, эоцена и коцахурского горизонта.

В. Ж и щ е н к о всю эту красноцветную свиту, общей мощностью около 50—60 м, относит к тарханскому горизонту, что нельзя считать обоснованным. К тарханскому горизонту, и то условно, может быть отнесен только остреевый горизонт.

Пестроцветные глины в этих районах кверху совершенно согласно переходят в отложения караганского горизонта и трансгрессивно, но без углового несогласия перекрывают коцахурский горизонт, вследствие чего будет правильнее отнести их к чокракскому горизонту. Для уточнения вопроса о наличии здесь тарханского горизонта надлежит провести более детальные исследования.

Интересно отметить, что отложения чокракского горизонта левобережья Куры не переходят на ее правый берег и там уже трансгредируют караган и сармат.

Западнее Горийского района вплоть до Сурами, отложения чокракского горизонта на поверхность не выходят. В Сурамском районе к чокракскому горизонту условно относится мощная свита кварцевых песков, трансгрессивно перекрывающая более древние олигоценовые, меловые и юрские образования и согласно переходящая в караганские отложения. В северо-восточных частях в основании кварцевых песков залегают грубые конгломераты с крупным и хорошо окатанными гальками кристаллических пород Дзирульского массива, вулканогенных пород байоса и известняков мела.

b *Караганский горизонт*

Во всех вышеперечисленных районах над чокраком совершенно согласно залегают отложения караганского горизонта, характеризующиеся непостоянством фаций и мощностей.

По левобережью Куры, между ст. Каспи и гор. Гори, они выходят непрерывной полосой и сложены, главным образом, толщей красноватых глин с прослоями песчаников, известняков и конгломератов. Известняки переполнены спаниодонтеллами. Из собранной фауны определены (185): *Spaniodonteila Andrusovi* Toula. *Sp. opistodon* Andr., *Sp. umbonata* Andr., *Mohrensternia Barboti* Andr. и др.

В районе Каспи по направлению к Триалетскому хребту, наблюдается постепенное нарастание трансгрессии среднего миоцена, вследствие чего отложения караганского горизонта, вначале ложатся согласно на чокракские глины, а затем трансгрессивно перекрывают онкофоровые песчаники, не переходя на правый берег р. Куры. Около с. Дзегви отложения караганского

горизонта выходят в сложных тектонических условиях, непосредственно залегая на онкофоровых песчаниках и олигоценовых глинах и перекрываясь конкско-фоладовым горизонтом и сарматом.

Более полные разрезы караганского горизонта имеются в Тбилиси-Мцхетском и Норио-Марткобском районах. В первом они представлены толщей глин с редкими прослоями песчаников и известняков, мощностью в 50 м. Во втором, мощность караганского горизонта возрастает до 250—300 м (71, 285) и он литологически представлен толщей глин темносерых и зеленовато-серых, слоистых, известковистых, с прослоями плитчатых мергелей и зеленовато-серых песчаников, с обилием Spaniodontella, чешуй рыб и растительных остатков.

с. Конкско-фоладовый горизонт

Караганский горизонт выше совершенно постепенно переходит в толщу песчаников, глин и известняков конкско-фоладового горизонта. Известково-песчанистые слои переполнены типичной конской фауной (71, 185): *Pholas pseudousturtensis* Bog., *Pholas hommarei* d'Orb., *Ervilia trigonula* Sok.

Около ст. Мцхета, на левом склоне долины Куры, в кровле этого горизонта в пласте глинистого ракушника М. Варенцовым найдена характерная фауна конкского горизонта *Pecten sartaganicus* Andr., *Cordula tibba* Oliv., *Cerithium nodosoplicatum* Heern., *Cerithium Gubkini* S. Os., *Ervilia rigonula* Sok., *Turritella atamanica* Bog., *Leda sp.*, *Cardium vindabonense* Partsch. и др. Общая мощность горизонта здесь около 20 м.

Конкско-фоладовый горизонт хорошо развит, также по левобережью Куры, между ст. Каспи и гор. Гори, где выходит узкой полосой между караганскими и нижнесарматскими отложениями, с мощностью около 10 м.

Еще лучше он представлен в Норио-Марткобском районе, где мощность отложений достигает 250 м.

3. Верхний миоцен

Верхнемеловые отложения развиты широкой полосой в долине Куры, где они представлены всеми горизонтами сармата.

а. Нижний сармат

Над фоладовыми слоями повсюду залегают отложения нижнего сармата, представленные глинами, песчаниками и известняками. Эти последние особенно богаты фауной хорошей сохранности.

Нижнесарматские отложения наиболее развиты по левобережью Куры, прослеживаясь непрерывной полосой от г. Гори до ст. Каспи. В рай-

оне Каспи они выходят и на правобережье, с большим угловым несогласием залегая то на майкопской свите, то на сакараульском и онкофоровом горизонтах.

На востоке эти отложения широко развиты в Мцхетском и Норио-Марткобском районах, выходя в виде узкой полосы по левобережью между с. с. Сасхори и Дзегви.

К югу от ст. Каспи, на правом берегу р. Куры у парома, нижнесарматские отложения непосредственно залегают на сакараульских отложениях, а около с. Ниоби — на майкопской свите, причем мощность их не превышает 10 м. От с. Ниоби до с. Цителкалаки (Самалавис-геле) нижний сармат отсутствует и на майкопскую свиту непосредственно ложится средний сармат. К югу от этого пункта средний сармат также выклинивается и на верхнемеловых отложениях у Цителкалакского кладбища и в с. Ахалцихе непосредственно лежат глины и конгломераты верхнесарматской нацхорской толщи. Еще южнее, близ с. Носте, отложения верхнего сармата лежат на среднемеловой вулканогенной толще и здесь же постепенно выклиниваются.

Толща отложений нижнего сармата подразделяется (71) на два горизонта: синдесмиевые слои и слои с *Mactra Eichwaldi Lask.* Первые „представлены темносерыми, почти черными тонкослоистыми глинами с прослойками известняка-ракушника рыхлого и песчаника-ракушника с обилием фауны, преимущественно отпечатки Sindesmya reflexa и др.", а вторые—„толщей глин, но глины в отличие от нижележащих, не являются такими тонкослоистыми. Имеют окраску преимущественно зеленовато-серую и реже темносерую и содержат пласты оолитового известняка, известняка-ракушника, глинистого ракушника и мергеля, богатого типичной нижнесарматской фауной».

Между гор. Гори и ст. Каспи эти отложения были изучены Г. Хараташвили (360), который дал следующий список фауны: *Cardium gracile* Pusch., *C. vindobonense* (Pt) Lask., *Mactra Eichwaldi* Lask., *Ervilia podolica* Eichw var. *dissita* Eichw., *Er. trigonula* Sok., *Bulla (Cylichna) melitopolitana* Sok., *Bulla pupa* Eichw., *B. layreana* Bast.

В районе Мцхета из отложений нижнего сармата М. Варенцов. кроме вышеперечисленных форм, указывает еще следующие: *Syndesmya reflexa* Eichw., *Mactra Andrusowi* Kol., *Cardium lithopodolicum*, *Tapes vitalianus* d'Orb., *Modiola sarmatica* Gat., *Donax dentiger* Eichw., *Solen sp.*, *Trochus sp.*

В районе Норио-Марткоби и севернее нижнесарматские отложения имеют большую мощность, в три-четыре раза превосходящую наблюдаемую в районе Каспи, и представлены толщей темносерых и зеленовато-серых глин с прослоями песчаников, мергелей и песчанистых ракушечников. В более северных и северо-восточных районах содержание в толще песча-

ников резко возрастает. Одновременно усиливается и роль ракушечников; в песчаниках появляются прослои конгломератов и, вообще, наблюдается как увеличение количества более грубого материала, так и мощности отложений.

b. *Средний сармат*

Выше нижнего сармата почти во всех вышеперечисленных районах, согласно с ним, залегают отложения среднего сармата, представленные глинами, песчаниками и известняками. Эти последние развиты, главным образом, в верхних горизонтах и резко выделяются в рельефе в виде невысоких карнизов.

Отложения среднего сармата хорошо развиты в районе с. Каспи по обеим сторонам Куры. На правом берегу к этим отложениям приурочено месторождение цементного сырья. В направлении с. Ниоба и дальше, в Цителкалаки, известняки среднего сармата обнажаются в виде карниза, под которым залегают песчанистые известняки, песчаники и глины. Глины у с. Цителкалаки выклиниваются, и средний сармат непосредственно налегает на майкопскую свиту, а затем и на верхнемеловые известняки. Горы Дидвакис-тави и Сачите сложены оолитовыми известняками среднего сармата, перекрывающими с большим угловым несогласием нижнемиоценовые и олигоценовые отложения и в свою очередь, к востоку и к югу, перекрытыми глинисто-песчанистыми отложениями нацхорской свиты верхнего сармата.

Выходы среднесарматских отложений появляются снова у с. Сахсори, откуда продолжаются непрерывной полосой до с. Дзегви и затем уходят под террасу Куры.

В районах Мцхета и Норио-Марткоби среднесарматские отложения широкой полосой выходят между г. Мцхета и с. Норио. По оврагу Хевдзмари они обнажаются в мульде синклинальной складки.

Фауной особенно изобилуют известняки, содержащие типичные среднесарматские формы хорошей сохранности: *Cardium fittoni* d'Orb., *C. gracile* Pusch. var. *plicatofittoni* Sinz., *Tapes gregarius* Partsch, *T. gregarius* Partschi, var. *dissita* Eichw., *Donax novorossicus* Sinz., *Mactra vitaliana* d'Orb., *M. georgii* Baily, *Modiola incrassata* d'Orb., *M. navicula* Dub., *Trochus podolicus* Dub., *Tr. insperatus* Kol., *Tr. subblainvillei* Sinz., *Buccinum duplicatum* Sow. и др.

Средняя мощность среднесарматских отложений в Гори-Каспском районе колеблется в пределах 100—250 м, но по направлению от Норио к Кахетинскому хребту, т. е. в молассовой зоне, мощность среднесарматских и вообще миоценовых отложений резко увеличивается до нескольких сотен метров. Вместе с этим, меняются и фации отложений, о чем говорится ниже при описании молассовой зоны.

с. Верхний сармат

В долине Куры, особенно по левобережью ее, самым широким распространением пользуются верхнесарматские отложения, так называемая нацхорская свита (127), и отложения миоплиоценовой конгломератовой свиты.

К нацхорской свите относится мощная толща чередующихся пластов пестроцветных глин (красных, синевато-серых, зеленовато-серых, серых и желтовато-коричневых), песчаников и конгломератов. Она совершенно согласно налегает на среднесарматские отложения и очень постепенно переходит в конгломератовую свиту миоплиоцена и своим распространением тесно связана с молассовой зоной; небольшое развитие она имеет и в северо-восточной части Триалетского хребта на правобережьи Куры, между с. с. Цител-калаки и Дзегви. Здесь нацхорская свита представлена иной фацией, чем в других местах. В основном она сложена пестроцветными глинами похожими на чокракские. В этой же полосе, в особенности в районе Кавтисхеви-Цител-калаки, вместе с глинами пользуются широким распространением мощные пласты (до 10—15 м) конгломератов с крупными гальками пород Триалетского хребта.

Следует отметить, что вообще в нижней части свиты, где она непосредственно продолжает средний сармат, преобладает глинистая фация. В средней части развита уже глинисто-песчанистая фация, а в верхней части свиты глины уступают место песчаникам и конгломератам.

Максимальная мощность свиты по левобережью Куры, т. е. в южной части молассовой зоны, превышает 1,5 км, тогда как на северном склоне Триалетского хребта она не более нескольких метров. Во всей свите очень хорошо развита косая и диагональная слоистость. Около ст. Метехи в нацхорской свите залегают небольшие линзы гагата.

Описанная свита совершенно не содержит морской фауны. В песчанистых глинах и в песчаниках встречаются растительные остатки в виде листьев, веточек и стеблей. В свите найдена наземная и пресноводная фауна Helix, Planorbis и Cyslostoma. Все свидетельствует о континентальном характере отложений.

При отсутствии руководящей фауны данную свиту условно относят к верхнему сармату. Нацхорская свита по своему стратиграфическому положению и по общему характеру очень близко стоит к «верхнесарматской полуконтинентальной свите» В. Ренгартена (293), развитой в предгорной зоне южного склона Главного Кавказского хребта; она также очень походит на эльдарскую свиту верхнего сармата и на нижний отдел ширакской свиты, широко развитые в районе Шираки-Эльдарской степи.

d. *Мэотический ярус*

По всей вероятности, если не вся конгломератовая толща, то по крайней мере большая часть ее, должна принадлежать к мэотическому ярусу. Эти континентальные отложения большой мощности совершенно согласно перекрывают глинисто-песчанистую толщу нацхорской свиты верхнего сармата. Кроме самой верхней части миоцена, конгломератовая толща охватывает и нижний плиоцен. Она сложена в основном хорошо-сементированными конгломератами и реже полурыхлыми галечниками, состоящими из хорошо окатанных галек, главным образом, серовато-зеленых известняков, мергелей и известковистых песчаников. Среди конгломератов через определенный интервал (в нижних горизонтах чаще, а в верхних реже) попадаются довольно мощные слои и целые пачки глинистых песчаников и глин.

Считаю необходимым отметить, что конгломератовый материал толщи состоит в основном из карбонатных пород южного склона (флишевой зоны) Кавказского хребта не только в северных частях распространения толщи, но и в самых южных частях ее развития.

В исследованных районах конгломератовая толща широко развита на хребте между Курой и Мухранской долиной, откуда непрерывной полосой тянется на восток по хребту Сагурамос-сери-Ялно и далее и пересекши ущелье р. Иори, выходит на южный склон Кахетинского хребта, где уже с большим угловым несогласием перекрывается конгломератами алазанской толщи (395). Мощность ее превышает 1,5 км.

Во многих пунктах в конгломератовой толще обнаружена пресноводная и наземная фауна: Helix, Melanopsis, Planorbis, Cyclostoma и др., что также указывают на континентальное происхождение толщи.

Асуретская зона

Средний миоцен

В Асуретской зоне неогеновые отложения представлены средним миоценом, трансгрессивно перекрывающим майкопские глины олигоцена. На хребте Яглуджа, по наблюдениям В. Эдилашвили (392) они имеют следующий восходящий разрез:

«1. Конгломераты и кварцевые песчаники мощностью 2 м и глины с линзами конгломератов и песчаников. В глинах встречаются Mytilus, Nassa и др. Мощность . . . . . 8 м

2. Желтовато-серые песчаники в 10—12 м мощностью, переполненные *Mytilus fusus* var. *pulchra* Zhizch., *Tapes tauricus* var. *extinus* Zhizch., *T. erroneus* Zhiz., *Nassa inornata* Zhiz., *Spaniodontella* cf. *intermedia* Andr., *Tellina sp.* и др. . . . . 10 м

3. Зеленоватые, голубоватые хрупкие глины со спаниодонтеллами. Мощность . . . . . 2 м.
4. Зеленоватые, хрупкие глины с микрофауной *Rotalia beccarii* Linne. Мощность . . . . . .
5. Песчаники и глины с линзами и частыми включениями гипса. Мощность около . . . . . 12 м»

Сверху эти отложения перекрыты мощными речными отложениями, возможно, синхроничными акчагыльским образованиям Самгорской равнины и долины р. Иори.

Таким образом, среднемиоценовые отложения здесь представлены только одним чокракским горизонтом. Другие горизонты среднего и верхнего миоцена, повидимому, перекрыты четвертичными отложениями.

Гурия и северная предгорная полоса Ахалцихско-Имеретинского хребта

Неогеновые отложения также широко развиты в Гурии и во всей северной предгорной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта. Здесь отсутствуют лишь фаунистически охарактеризованные нижнемиоценовые отложения, а остальные части неогена представлены полностью. Неогеновые отложения Гурии более или менее детально изучены С. Ильиным (167), Б. Меффертом (251), К. Масловым (245), А. Эберзиным (390, 391) и др.

1. Средний миоцен

a. *Тарханский горизонт*

Тарханский горизонт в Гурии пока выделяется условно. Он был отмечен К. Масловым в долине р. Супса, выше устья р. Ацхура, где он литологически представлен зеленовато-серыми глинами, песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками с прослоями мергелей, общей мощностью 50—70 м. По данным Г. Челидзе (176) наличие тарханского горизонта в Гурии доказанным считать нельзя.

b. *Чокракский горизонт*

Отложения чокракского горизонта в Гурии представлены спириалисовыми синевато-серыми карбонатными глинами, иногда битуминозными, включающими прослои мергелей (10—30 см) и глинистых песчаников. С. Ильин (167) отмечает в них также прослои оолитовых известняков, конгломератов, песчаников и песков. Они местами трансгрессивно перекрывают олигоценовые и верхнеэоценовые отложения и имеют мощность в 150—250 м.

В нижних горизонтах присутствуют Spiralis, а в некоторых слоях много растительных остатков, представленных по определению И. Палибина, следующими формами: *Pinus neptuni* Ung., *Myrica banksiaefolia* Ung., *M. hankaefolia* Ung., *Sequoia Sternbergi* Heer., *Castanaea atavia* Ung., *Orcodaphne sp.*

По данным С. Ильина в чокраке Гурии обнаружена следующая фауна: *Ervilia praepodolica* Andr., *E. trigonula* Sok., *Mactra* cf. *basteroti* Mayer., *M.* cf. *quasideltoides* Bog., *Cardium subhispidum* Hilb., C. *pl. sp.*, *Tapes tauricus* Andr., *T. secundus* Bog., *Mytilus sp.*, *Modiola cf. letochax* Hoern., *Synodesmya alba* Wood. var. *scytica* Sok., *Donax tschokrakensis* Andr., *Corbula gibba* Oliv., *Cerithium scabrum* Oliv., *C. Catlleyae* Baily, *C. Basteroti* M. de Serr., *C. nodosoplicatum* Hoern., *Bittium cf. reticulatum* da Costa, *Nassa restitutiana* Font., *Buccinum* (*Niotha*) *Scholnni R.* Hoern. et M. Aning., *Trochus tschokrakiensis* Andr., *Scalaria sp.*, *Bulla lajonkaireana* Bast., *Mohrensternia inflata* Andz, *Spirialis sp.*, *Hydrobia sp.*, *Acicularia miocenica* Andr., Bryozoa.

В этих же отложениях М. Качарава (167) отмечает микрофауну: *Milliolina akneriana* d'Orb., *Sigmoilina tschokrakiensis* G., *Nonion sp.* и др.

В северной предгорной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта отложения чокракского горизонта развиты в принадвиговой полосе, начиная от района Вани на западе и кончая Сурамским районом на востоке.

В районе Вани эти отложения известны на левобережье р. Квинисцхали, около с. Инашаури, где в песчаниках, богатых вулканогенным материалом эоценовых образований Ахалцихско-Имеретинского хребта, найдены: *Pecten Malvinae* Dub. de Montp., *Leda fragilis* Chemn., *Cerithium Catteleye* Baily и др.

Восточнее чокрак имеет распространение по левобережью р. Квирила, между Багдади и Шорапани. В Богдадском районе он выходит по обоим берегам р. Перета, где налегает на олигоценовые отложения и перекрывается караганскими слоями. В Зестафони-Шорапанском районе чокрак представлен песчаниками и слоями известняков с Ostracoda. В районе Шорапани он трансгрессивно перекрывает байосскую порфиритовую свиту. Еще далее на восток, чокрак хорошо известен в Харагоульском районе, где он литологически представлен в основании конгломератами и кварцевыми песчаниками, а выше песчаниками и глинистыми песчаниками, с известковистыми линзами брекчиевого строения, переходящими в спаниодонтелловый горизонт. Они с большим угловым несогласием перекрывают верхнемеловые известняки.

В северном направлении отложения чокракского горизонта постепенно выклиниваются и уже в районе с. Кроли, Цева, Кандара, Сагвине и др. меловые и юрские отложения и кристаллические породы Дзирульского

массива непосредственно, с большим угловым несогласием, перекрываются отложениями караганского горизонта.

В районе с. Парцхнали в кварцевых песках очень много *Ervilia* aff. *praepodolica* And. (96), а в глинистых песчаниках—Spirialis. Отсюда чокрак узкой полосой тянется на восток в сторону Сурамского района. Вдоль всей этой полосы он представлен в фации песков и конгломератов, залегающих трансгрессивно на верхнемеловых отложениях и подстилающих согласно отложения караганского горизонта.

Чокрак известен в районах с. с. Вани, Мсхлити, Легвани, Мареліси, Вахани, Сербаиси, Квеби, Деиси, Чдили и Зваре. В районах с. с. Деиси и Зваре в нижних горизонтах кварцевых песчаников встречаются прослои ракушников с Ostracoda, *Pecten Malvinae* Dub. de Montp *Cerithium Cattleyae* Baily.

с. Караганский и конкский горизонты

Караганский горизонт везде совершенно согласно залегает на чокракском и в свою очередь перекрывается конкским.

В Гурии отложения караганского и конкского горизонта представлены глинисто-песчанистой фацией, при чем в ряде случаев они литологически не отличаются от ниже и выше лежащих отложений. Эти горизонты фаунистически охарактеризованы весьма бедно, вследствие чего до 1935 года они многими исследователями объединялись то с чокраком, то с нижним сарматом, несмотря на большую мощность, по К. Маслову, выделившему их впервые, превышающую 400 м. Караганско-конкские отложения вдоль Самхвто-Сакупринской антиклинали, сложены переслаивающимися синевато-серыми карбонатными, отчасти песчанистыми, глинами и песчаниками, включающими тонкие (5—15 см) прослои плотных серых мергелей. В верхних частях песчанистые слои местами богаты раковинами фоласов. Здесь выше спириалисовых глин чокрака появляются спаниодонтеллы караганского горизонта. Таким образом, выше чокрака хорошо фиксируются караганский и фоладовый горизонты. В районе Бахвис-цхали в отложениях найдены: *Venus konkensis* Sok., *Corbula Michlaskii* Sok., *Cardium Andrusovi* Sok., *Spaniodontella sp.*, *Trochus sp.*, кораллы, кости и чешуи рыб и пр. Следует отметить, что здесь осадки этих горизонтов более мелководны (грубозернистые пески с примесью крупнообломочного материала).

Вдоль принадвиговой полосы Аджаро-Имеретинского хребта караганский и конкский горизонты хорошо представлены по левобережью рек Квирила, Дзирула и Чхеримела, начиная от Багдадского района на западе и кончая Сурамским на востоке.

В ущельях р. р. Чхеримела и Дзирула отложения караганского горизонта, имея почти горизонтальное залегание, с большим угловым несогласием перекрывают меловые и юрские отложения и кристаллические по-

роды Дзирульского массива (районы с. с. Сагвине, Цева, Кандара, Шроша и Кроли). Литологически они представлены конгломератами (в основании), песчаниками и ракушечными известняками, переполненными спаниодонтеллами и имеют мощность до 20—30 м.

По левобережью р. р. Дзирула и Чхеримела караганский и конкский горизонты представлены полнее, в особенности первый. Вдоль упомянутой полосы отложения среднего миоцена, имея моноклинальное южное падение, перекрываются надвигами Аджаро-Имеретинского хребта, прослеживающимися до района с. Зваре. Затем выходы их прекращаются, вновь появляясь на Сурамском хребте и далее. Эти отложения характеризуются фауной *Spaniodontella pulchella* Baily, Rissoa и др.

В Сурамском районе отложения караганского и конкского горизонтов залегают выше кварцевых песков и литологически представлены кварцевыми песчаниками, известковистыми песчаниками и реже глинами. Известковистые песчаники переполнены спаниодонтеллами, изредка встречаются и фоласы.

2. Верхний миоцен

Верхний миоцен имеет большое развитие в Гурийской депрессии, где представлен мощными глинистыми и глинисто-песчанистыми отложениями. В северной предгорной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта он выходит только на отрезке Вани-Зестафони.

Между Зестафони и Сурами отложения верхнего миоцена встречаются лишь местами.

а. Нижний сармат

Нижнесарматские отложения Гурии, залегая совершенно согласно на конкских слоях, отличаются необыкновенно большой мощностью. К. Маслов (245) по литологическим признакам разбивает их на две свиты: *нижнюю — донарскую и верхнюю — тхинвальскую.*

Донарская свита, мощностью около 700 м, начинается пачкой среднезернистых песчаников (10—15 м), над которой идет неравномерное переслаивание синевато-серых, то мелко-, то крупнозернистых известковистых песчаников и карбонатных глин с прослоями мергелей. В долине р. Мериа эта пачка имеет характер глыбового конгломерата, содержащего в неслоистых песчанистых глинах обилие включений обломков мергелей, песчаников и изверженных пород. В грубых песчанистых прослоях свиты содержатся: *Ceritcium Cattleyae* Baily, *C.* (*Bittium*) *scabrum* Ol., *Ervilia dissita* Eichw., *Tapes aksajcus* Bog., *Cardium lithopodolicum* Dub. и др. В глыбовых конгло-

мератах часты переотложенные формы чокракского и конско-караганского горизонтов.

Верхняя — тхинвальская свита имеет мощность около 800 м и представлена переслаиванием глин и песчаников с преобладанием глин. Фауной эта свита бедна, но, по утверждению К. Маслова, она отчетливо документирована как нижний сармат.

Вдоль северной периферии Ахалцихско-Имеретинского хребта от Ванского района до Шорапанского (Кицхи—Вардзиа) отложения нижнего сармата имеют довольно широкое распространение. В более восточных районах этой полосы они встречаются в районах с. с. Вани, Мсхлити, Вахани, Деиси, где залегают над слоями конка и под надвинутыми с юга известняками верхнего мела и вулканогенными породами среднего эоцена Ахалцихско-Имеретинского хребта. По данным Б. Мефферта (251) в Богдадском (с. с. Обча, Дими) и Зестафонском (Свири, Квалити) районах в низах сармата прослеживается горизонт строительных песчаников с многочисленными крупными *Donax sp.* Выше этого горизонта встречаются нижнесарматские формы.

b. *Средний сармат*

Среднесарматские отложения Гурии отличаются пестротой фаций. С. Ильин и К. Маслов подразделяют их на две свиты: нижнюю— зедубанскую и верхнюю — гормагельскую.

Зедубанская свита начинается конгломератами (5—8 м), сложенными грубыми, часто угловатыми гальками основных изверженных пород, песчаников, известняков и (редко) мергелей, сцементированных песчанистым материалом. Выше следует переслаивание песчаников, глин и конгломератов. На южном крыле Самхвто-Сакупринской антиклинали у г. Зедубани эта свита трансгрессивно налегает на разные горизонты нижнего сармата и конка-карагана, а в других районах Гурии согласно следует за нижним сарматом.

С. Ильин зедубанскую свиту относит по фауне к нижнему сармату, но К. Маслов считает эту фауну переотложенной, доказывая, что «наличие в этих отложениях in situ более сложной среднесарматской фауны» дает полное основание для отнесения свиты к нижнему разделу среднего сармата. В прослоях песчаников зедубанской свиты им найдена следующая фауна: *Cryptomactra pes-anseris* Andr., *Cardium fittoni* d'Orb., *Tapes gregarius* Pt., *T. navicularis* (R. Hörn) Andr., *Barbotella Omaliusi* d'Orb. *Hydrobia psendocaspia* Sinz., *Miliolina volaschinovi* Bogd., *Nonion martkobi* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. crispum* Lin., *E. regina* d'Orb., *E. acullatum* d'Orb., *Oolita „B"* и др. Общая мощность этой свиты исчисляется от 250 до 300 м.

Верхняя свита Грмагеле литологически представлена, преимущественно, синевато-серыми слоистыми карбонатными глинами с прослоями мергелей, песчаников и конгломератов, имеющими локальное распространение. Мощность свиты исчисляется в пределах 600 м. В прослоях глин собрана следующая фауна: *Cryptomactra pes-anseris* Andr., *Macra* cf. *vitaliana* d'Orb., *Tapes naviculatus* (R. Hörn) Andr., *C. pseudosemisulcatum* Andr., *C. Bajarunasi* Rol., *Akburunella stavropolensis* Rud., *Barbotella intermedia* Rad. et Pavl., *Trochus sp.*, *Buccinum sp.* О. Джанелидзе (167) из этой свиты определена следующая микрофауна: *Miliolina volavschinovi* Bogd., *Nubecularia cristellaroides* Terg., *Nubecularia novorossica* Karrer et Sinz., *Entosolenia marginata* (*V.* et B.), *Nonion martkobi* Bogd., *Nonion punctatum* d'Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Oolita „B"*.

Следует отметить, что в полосе Гулианской антиклинали среднесарматские отложения залегают непосредственно на эоценовых туфобрекчиях и глыбовых конгломератах.

В северной предгорной полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта среднесарматские и более молодые третичные отложения отсутствуют.

с. Верхний сармат

Верхнесарматские отложения в нижней своей части сложены конгломератами, а в верхней — песчаниками, переслаивающимися с уплотненными песчанистыми глинами с прослоями плотных серых мергелей. Конгломераты представлены крупными обломками (иногда глыбами) основных изверженных пород и мергелистых известняков.

По данным Н. Канделаки и Г. Челидзе (167) верхнесарматские отложения в синклиналях согласно следуют за средним сарматом, а в антиклиналях несогласно и трансгрессивно перекрывают средний сармат и более древние отложения. Отмеченные К. Масловым «внутриформационные покровы» базальтовых лав в верхнесарматских отложениях, *по наблюдениям* Н. Канделаки *оказались не верхнесарматскими*, а верхнеэоценовыми вулканогоенными образованиями, чем подтверждались мнение Д. Белянкина и В. Петрова (35) и М. Дзвелая (139) считавших их древнее верхнего сармата.

Общая мощность верхнего сармата достигает 600 м.

К. Маслов в районе с. Ормети описывает верхний отдел верхнесарматских отложений общей мощностью до 100 м. Они представлены конгломератами, микроконгломератами и глубыми песчаниками и серыми карбонатными глинами, с включениями грубообломочного материала. Конгломераты сложены преимущественно гальками основных изверженных пород; в них содержатся также крупные валуны из более древних свит.

В верхнесарматских отложениях, наряду с явно переотложенной фауной нижних горизонтов, in situ встречаются следующие формы: *Mactra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz., *M. bulgarica* Toula, *M. Nalivkini* Koles, а в верхней части, выделяемой К. Масловым под названием Орметской свиты, *Mactra caspia* Eichw.

В результате вышеизложенного мы приходим к заключению, что в верхнем сармате в Гурии, так же как и в молассовой зоне, имело место накопление мощного грубообломочного материала, что явно указывает на интенсивность колебательных движений. Большего развития и оформления достигли острова, образовавшиеся в результате орогенетических движений в среднем миоцене.

d. *Мэотический ярус*

Мэотические отложения в Гурии резко трансгрессивно, с угловым несогласием, перекрывают различные горизонты миоцена, а также вулканогенные породы палеогена. По данным С. Ильина (166) и К. Маслова (245) они сложены конгломератами или «фангломератами», песчаниками и глинами с прослоями мергелей. Конгломераты залегают преимущественно в основании толщи и приурочены к мульдам синклинальных складок. Местами к этому горизонту приурочены громадные глыбовые включения верхнемеловых известняков, вулканогенных пород и мергелей эоцена, глин олигоцена и глинисто-песчанистых отложений среднего и верхнего миоцена. Мощность этих отложений мэотиса колеблется в пределах нескольких десятков метров.

Верхняя преобладающая часть мэотических отложений представлена синевато-серыми слоистыми карбонатными глинами с прослоями песчаников и мергелей. В нижних горизонтах этой части свиты выделяются синевато-серые неслоистые карбонатные песчанистые глины с обильными включениями хорошо окатанных галек (реже угловатых глыб) изверженных и осадочных пород.

Общая мощность мэотических отложений Гурии превышает 150 м. Во всей толще мэотиса отмечена следующая фауна: *Congeria panticapea* Andr., *C. Tournocieri* Andr., *Syndesmia tellinoides* Sinz., *Modiola incrassata* d'Orb. var. *minor* Andr., *Venerupis Abichi* Andr., *Spirorbis sp.*, чешуи и скелеты рыб и остатки флоры: *Sequoia Sternbergii* Heer., *Acer trilobata* Sternb., *Sapindus falciformis* A. Br., *Fragmites olniensis densis* Heer. На основании приведенной фауны устанавливаются нижний и средний отделы мэотиса. Отсутствие верхнего отдела может быть об'яснено регрессией верхнемэотического бассейна или же предкиммерийским размывом.

ГУРИЯ

Плиоцен

Плиоценовые отложения в Гурии представлены всеми ярусами и горизонтами, начиная от понтического и кончая чаудским включительно. Они хорошо изучены Н. Кипиани (193[1]), С. Ильиным (166), А. Эберзиным (391).

а. Понт

Понтические отложения развиты в Гурии более или менее широко в бассейне р. Супса, покрывая довольно обширную площадь. Литологически они выражены двумя различными фациями: песчаниками и конгломератами и светлоголубыми пластичными глинами. Песчано-конгломератовая фация сложена галечными песчаниками и конгломератами с прослоями песчаников и глин, включающих также грубообломочный материал. Последний наблюдается преимущественно на периферии массивов вулканогенных образований и представлен валунами и гальками этих пород и мергелей и известняков верхнего мела. В нижних горизонтах встречаются также обломки нижележащих пород миоцена. Вторая фация слагается карбонатными, часто песчанистыми глинами, включающими прослойки песчаников и изредка мелкогалечных конгломератов. Мощность этих отложений колеблется от 120 до 300 м.

В песчано-конгломератовых отложениях местами встречается следующая фауна: *Congeria galisgensis* Andr., *C. novorossica* Sinz., *C. pseudorostriformis* Sinz., *Dreissensia simplex* Bard., *D. tenuissima* Sinz., *D. areata* Sinz., *Didacna novorossica* Sinz., *Monodacna pseudocatillus* Bard., *Phyllicardium planum* Desh., *Prosodacna littoralis* Eichw., *Melanopsis Esperi* Fer., *Lithoglyphus neumargi* Sinz. и др.

В глинистой фации, также местами в изобилии, присутствуют *Congeria digitifera* Andrus., *Dreissensia tenuissima* Sinz., *Paradacna Abichi* Hoern., *Cardium* cf. *syrmiensis* Hoern., *Parvivenus Wildhalmi* Sinz., *Yalenciennesia annulata* Rous. и др., доказывающие нижнепонтский возраст содержащих их отложений.

Понтические отложения Гурии, собранные в складки предкиммерийской орогенической фазой, трансгрессивно залегают на разных горизонтах миоцена и палеогена.

Верхнепонтические отложения наиболее полно представлены к югу от р. Натанеби, по левобережью р. Бжуджа, около г. Махарадзе, в темносерых глинах, переслаивающихся с глинистыми песчаниками. В первых

Н. Кипиани (193[а]) указывает *Dreissensia rostriformis* Desh., *Didacna planicosta* Desh., *Limnocardium subsquamulosum* Andr., *Phyllicardium planum* Desh., *Plagiodacna carinata* Desh., *Lyrica sp.* Вообще они представлены в Гурии не полностью и, повидимому, смыты последующими трансгрессиями.

b. *Киммерийский ярус*

Отложения этого яруса широкой полосой распространены южнее горы Гурианмта и г. Натехик северу от Натанеби. Здесь они трансгрессивно перекрывают понтические слои и миоценовые отложения и литологически выражены глинами (в основном) с прослоями рыхлых глинистых песчаников и железистых мергелей. В нижних горизонтах наблюдаются местами прослои глин с гальками, переходящие в конгломераты. По С. Ильину (166) эти отложения носят явно прибрежный характер и являются следствием орогенических движений, предшествовавших отложению киммерийских слоев.

В нижних слоях киммерийского яруса содержатся крупные конгерии и своеобразные гастроподы, характерные для пластов Дуаби: *Congeria abkhasica* Sinz., *C. turgidospis* Andr., *Dreissensia* cf. *angusta* Rouss., *D., Theodori* Andr., *Didacna crassatellata* Desh., *Limnocardium* ex gr. *subsyrmense* Andr. *Monodacna donacoides* Andr., *M. praematiina* Andr., *Plagiodacna* cf. *modiolaris* Rouss., *Prosodacna longiuscula* Sinz, *P.* cf. *mirabilis* Teiss., *Melanopsis nobilis Sinz.* и др. В вышележащих пачках глин с песками и железистых мергелей (с линзами раковистых известняков и ракушняков) встречаются *Dreissensia dilatata* Andr., *Didacna crassatellata* Desh., *D. panticapaea* Hoern., *Prosodacna macrodon* Desh., *Melanopsis spiniger* Sinz. и др.

Мощность киммерийских отложений достигает 250 м.

c. *Куяльницкий ярус*

Отложения куяльницкого яруса согласно следуют за киммерийскими и литологически представлены серыми известковистыми глинами с прослоями глинистых песков и уплотненных песчаников. Фаунистически достаточно полно охарактеризованный куяльницкий ярус обнаружен (176) в бассейне р. Супса в окрестностях с. Конети, где в чередующихся желтых песчанистых глинах и серых карбонатных глинах найдены: *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. choriensis* Tshel., *D. Theodori* Andr. var. *kubanica* Krest., *Didacna Medeae* Dav., *Limnocardium sp.*

Отложения этого же яруса выходят севернее р. Натанеби в окрестностях с. с. Хварбети и Эцери. Здесь собрана следующая фауна: *Didacna Medeae* Dav. var., *celono* Dav., *Didacna multistriata* Reuss. var. *crassa* Andr., *Monodacna pleonexia* Dav., *Prosodacna sp.*, *Limnocardium onisorguriodae* Dav., *Dreissensia* ex gr. *rostriformis* Desh.

d. *Гурийские слои*

С. Ильин (166) под названием «гурийских слоев» выделяет свиту, залегающую между отложениями куяльника и чауды. Литологически гурийские слои представлены грубыми галечниками, конгломератами, песками и глинами, при чем преобладают последние. Они залегают трансгрессивно на различных горизонтах плиоцена и занимают значительную площадь в Западной Гурии.

Фаунистически они охарактеризованы новыми видами дидакн и др. формами: *Didacna guriana* Liv., *D. digressa* Liv., *D. deltastriata* Liv., *D. trigoniata* Liv., *Dreissensia polymorpha* Pall., *D.* aff. *Veberi* Sen., *Micromelania sp.*, *Neritina sp.* и др., а из растительных остатков: Alnus, Quercus и др.

Гурийские слои слабо дислоцированы, общая мощность их доходит до 200 м.

e. Чаудинский ярус

Отложения чаудинского яруса распространены в западной части Гурии. Они трансгрсесивно перекрывают разные горизонты, начиная от караганских отложений до гурийских слоев включительно, и выражены серыми карбонатными глинами, песчаниками, глинистыми песчаниками и рыхлыми конгломератами с песчано-глинистым цементом, заключающими слабо окатанные грубые обломки пород нижележащих отложений. В чаудистых отложениях наблюдается изменчивость как в литологическом, так и в фаунистическом отношениях. В местах, отделенных от Черного моря, они сложены грубообломочным материалом (конгломераты и песчаники) со следующей, преимущественно крупно раковинной фауной: *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. tschaudae* Andr., *Didacna pseudocrassa* A. Pavl., *D. tschaudae* Andr., *Maganiunia Schio* Dav., *Monodacna cazecae* Andr., *M. corrugata* Dav., *Neritina sp.*, *Micromelania sp.*

Ближе к морю они представлены, главным образом, песками и песчанистыми глинами с *Dreissensia* cf. *caspia* Eichw., *Didacna* ex gr. *baeri-crassa* A. Pavl., *Monodacna* cf. *subcolorata* Andr., *Adacna* pl. sp., *Corbula sp.* и др. и с флорой *Fagus orientalis*, *Prunus divaricata* Lip., Corylus, Staphil., Buxus, Taxus, Populus, Carpinus и другими формами постплиоценового характера.

Мощность чаудинских слоев составляет в среднем 150 м. Наблюдается слабая дислоцированность. Залегают они на высоте 200 м над уровнем моря.

Молассовая зона

Верхнемиоценовые и, в особенности, плиоценовые отложения молассовой зоны и Гурии резко отличаются друг от друга, что объясняется их

принадлежностью к уже разобщенным в то время Каспийскому и Черноморскому бассейнам. Поскольку описание миоплиоценовых отложений нами дано выше мы здесь остановимся лишь на плиоценовых отложениях.

Не имея личных наблюдений, если не считать беглых и кратковременных экскурсий, совершенных совместно с И. Качарава, В. Эдилашвили и Н. Кебадзе и др., летом 1945 года, по долине р. Иори и Кахетинскому хребту через Гомборский перевал, я даю стратиграфическую схему плиоценовых отложений на основании материалов Н. Кудрявцева (209) и В. Эдилашвили (395).

Плиоцен

Плиоценовые отложения в долине р. Иори представлены двумя ярусами — акчагыльским и апшеронским.

а. Акчагыльский ярус

Акчагыльский ярус в морской фации развит между долинами р. р. Куры и Иори в районе Самгорской равнины, около ст. Вазиани и с. Сартичала и к северу от Караязской степи. Н. Кудрявцевым (209) акчагыльский ярус расчленяется на два горизонта — нижний и верхний. Нижний горизонт сложен в основном глинами и реже песчаниками общей мощностью в 385 м, а верхний — чередованием песков и типичных для акчагыла глин мощностью около 400 м; преобладают первые, содержащие характерные для акчагыла формы моллюсков.

Интересно отметить, что В. Пахомов (285) считает западным продолжением акчагыльских отложений Самгори речные отложения, развитые на высокой террасе возвышенности Кашветис-Цилобани (у с. с. Ольгинское и Б. Лило).

По его наблюдению эта терраса носит аккумулятивный характер и прослеживается на запад по водораздельному хребту Сагурамо-Ялно на относительной высоте 1000—1100 м над современным уровнем р. Куры. В районах с. с. Ольгинское и Б. Лило, на расстоянии всего 12 км относительная высота террасы изменяется от 700 м на северо-западе до 500 м на юго-востоке. На плато Самгори она уже имеет высоту в 350—450 м над уровнем р. Куры и значительно меньшую (100—150 м) над уровнем р. Иори.

b. *Апшеронский ярус*

Отложения этого яруса подразделяются на три горизонта: нижний, средний и верхний.

Нижний горизонт представлен чередующимися буровато-серыми глинами и буроватыми песками, содержащими мелкую гальку и обломки глин. Общая его мощность равна 547 м.

Средний горизонт мощностью в 100 м представлен пачками бурых и серых глин с прослойками песков и песчаников и углисто-глинистых сланцев.

Верхний горизонт сложен буровато- и красновато-желтыми суглинками и песчанистыми глинами и слабосцементированными конгломератами. Встречаются прослои вулканического пепла в 0,3 м мощности. Общая мощность горизонта — 85—90 м.

В направлении Кахетинского хребта эти отложения переходят в конгломераты, окаймляющие хребет со всех сторон. Здесь И. Карстенс акчагыльский и апшеронский ярусы выделяет под названием алазанской серии, общая мощность которой по данным В. Эдилашвили составляет 1200 — 1400 м.

Ахалцихская депрессия

В Ахалцихской депрессии неогеновые образования представлены двумя резко отличающимися друг от друга фациями — лагунной, характеризуемой угленосными отложениями, и вулканогенной, так называемой годердзской свитой. По стратиграфическому положению и фауне лигнитоносные отложения, повидимому, относятся к нижнему и частично к среднему миоцену, а годердзская свита — к среднему и верхнему миоцену и нижнему плиоцену.

В настоящей главе дается описание лигнитоносной свиты, развитой только в Ахалцихской депрессии. Годердзская свита, обладающая весьма широким распространением в пределах Артвинско-Сомхитской глыбы (Джавахетская зона), описывается совместно с отложениями последней.

Нижний миоцен и низы среднего миоцена

(*Лигнитоносная свита*)

В Ахалцихской депрессии над гипсоносными глинами верхнего олигоцена следует горизонт песчаников, названных Б. Меффертом нижними песчаниками Цхрута-Цахана. Над этим горизонтом развиты пестро-

цветные (в основном красноцветные) глины, содержащие лигнитовые пласты, над которыми залегает второй горизонт совершенно идентичных песчаников, называемых Б. Мефферт ом верхними песчаниками Цхрута-Цахана. Над верхними песчаниками в свою очередь следует второй горизонт пестроцветных глин, очень похожих на собственно лигнитоносные глины, на которых залегает мощная свита вулканогенных пород годердзской свиты.

Все вышеперечисленные горизонты, за исключением годердзской свиты Б. Мефферт (253, 256, 257) относит к верхнему олигоцену. И. Качарава (188) и И. Коробков (203) горизонты песчаников и пестроцветных глин относят к нижнему миоцену и, частично, к низам среднего миоцена. Принимая в общем схему этих авторов, я считаю, что верхние пестроцветные глины генетически и стратиграфически тесно связаны с годердзской вулканогенной свитой и являются нераздельной ее частью.

а. Нижние песчаники Цхрута-Цахана

Этот горизонт литологически представлен крупнозернистыми песчаниками и конгломератами, с преобладанием песчаников. По простиранию и падению песчаники очень часто и быстро заменяются глинистыми песчаниками и глинами. По естественным обнажениям и по данным разведочных буровых скважин, мощность их колеблется в пределах 25—100 м.

Петрографическое изучение пород лигнитоносной свиты произведено М. Хучуа (368). Согласно ее данным нижние песчаники Цхрута-Цахана расчленяются на две части: нижнюю, эпидотовую, мощностью в 40 м, представленную переслаиванием глин и песчаников и верхнюю эпидото-роговообманковую, мощностью 60 м, в основном песчанистую. Крупные фракции 0,25 мм и 0,25—0,1 мм содержат небольшое количество кварца (до 10%) и полевых шпатов до 15%; гипса до 1%, слюды до 1% и обломков пород до 75%.

Нижние песчаники местами переполнены органическими остатками. По данным И. Качарава (188) здесь имеются: *Corbula Helmersen* Mikh., *Corbula gibba* Ol., *Tellina planata* Linne, *Melanopsis callosa* Bron., *Cardium sp.*, *Cyrena* cf. *convexa* Bron.

На основании фауны и стратиграфического положения И. Качарава параллелизует нижние песчаники Цхрута-Цахана с сакараульским горизонтом Каспского района, относя их к нижнему миоцену (бурдигальскому ярусу). Это заключение подтверждается и микрофаунистическими данными О. Джанелидзе (137[а]), отметившей следующие формы: *Cytheridaea torosa* Lin., *Cytheridaea Mülleri* (Münst), *Cypridina sp.*, *Loxoconcha sp.*

b. *Лигнитоносная пестроцветная свита*

Нижние песчаники Цхрута-Цахана в верхах фациально замещаются пестроцветными глинами, содержащими пласты бурого угля. Литологически лигнитоносная свита представлена чередованием пестроцветных глин, мергелистых глин, песчаников и пластов углистых сланцев и каменного угля. Насчитывают от 10 до 12 пластов угля, из которых верхние пласты более чистые и мощные. В средней части угленосной свиты выделяется пачка песчаников от 5 до 10 м мощности, иногда называемая средними песчаниками. Общая мощность угленосной свиты колеблется в пределах от 50 до 200 м.

М. Хучуа (368[а]) по минералогическому составу и содержанию легкой и тяжелой фракций, делит эту свиту на три части: а) нижнюю, б) среднюю и в) верхнюю.

Угленосная свита во многих местах содержит макро- и микрофауну. Особо следует отметить Oncophora и др., дающую возможность параллелизовать эти отложения с онкофоровыми горизонтами других районов Грузии. Из микрофауны, по данным О. Джанелидзе, здесь обнаружены: *Cytheridaea Müller*i (Münst), *Cytheridaea torosa* Ion., *Cytheridaea sp.*, *Cytherina* ex gr. *tenuis* Reuss., *Cytherina sp.*, *Bardia* ex gr. *recta* (Reuss.).

На основании присутствия Oncophora и стратиграфического положения угленосную свиту можно условно отнести к верхам нижнего миоцена и низам среднего миоцена.

c. *Верхние песчаники Цхрута-Цахана*

Отложения этого горизонта, совершенно согласно следующие за лигнитоносными пестроцветными глинами и согласно перекрываемые пестроцветными глинами годердзской свиты, литологически почти ничем не отличаются от нижних песчаников. Они также представлены крупнозернистыми песчаниками, микроконгломератами и реже конгломератами. Мощность их измеряется в пределах 25—50 м, что также обусловлено фациальными изменениями. По простиранию и падению они переходят в глинистые песчаники и глины, но полностью не выклиниваются (во всяком случае в обнаженных частях) и, подобно нижним песчаникам, служат хорошим маркирующим горизонтом.

По данным М. Хучуа, эти песчаники в основном аркозовые, с глинисто-хлоритовым и глинисто-кальцитовым цементом, характеризуются пироксено-роговообманковой тяжелой фракцией. Вместе с роговой обманкой в большом количестве присутствует базальтическая роговая обманка.

Во многих местах имеется макрофауна, из которой И. Качарава называет: *Cyrena sp.*, *Melanopsis sp.*, *M. callosa* Braun., а Б. Мефферт—крупные *Cyrena semistriata D.* По последним данным И. Качарава, в верхних

песчаниках обнаружены Oncophora, а по данным Г. Харатишвили *Siliqua sp.*, что дает основание для параллелизации их с онкофоровым горизонтом Каспского района, т. е. для отнесения их к верхам нижнего миоцена и низам среднего миоцена.

Общий характер литологии, фаций и ископаемой фауны лигнитоносных отложений Ахалцихской депрессии дают полное основание считать их лагунными образованиями, регрессивный характер которых, по всей вероятности, связан с нижнемиоценовой орогенетической фазой.

АРТВИНСКО-СОМХИТСКАЯ ГЛЫБА И АХАЛЦИХСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Средний и верхний миоцен — годердзская свита

В центральной части Артвинско-Сомхитской глыбы (Джавахетская зона) и частично в Ахалцихской депрессии необыкновенно широко развиты своеобразные разновозрастные континентально-вулканогенные эффузивные образования, до последнего времени детально никем не исследованные. Первые краткие сведения о них имеются у Г. Абиха (3), давшего правильную петрографическую характеристику некоторых эффузивных пород и в ряде случаев разграничившего их по возрасту.

Этих же образований касаются работы О. Карапетяна (177), К. Паффенгольца (283), Б. Мефферта (252), Е. Дьяконовой-Савельевой (148—149), К. Габуния (92), С. Кузнецова (218), П. Желтова (210), В. Эдилашвили и П. Гамкрелидзе (105, 392), П. Гамкрелидзе и Н. Канделаки (109), Н. Схиртладзе (338) и др. Фауна позвоночных из Кисатибской свиты описана А. Рябининым (309, 310) и В. Богачевым (48), а флора из Годердзского района и, частично, из ущелья Уравели — И. Палибиным (376, 378) и М. Узнадзе (350).

Несмотря на большое количество исследований, многие вопросы, касающиеся этих образований далеко не разрешены и по поводу них между исследователями существуют большие разногласия. Так, не достигнуто единогласия в расчленении их и в определении возраста. Большинство геологов считает их плиоценовыми образованиями; К. Паффенгольц относит их к олигоцену. И. Палибин, на основании изучения флоры относит годердзскую свиту к плиоцену, а кисатибскую — к нижнему миоцену. По мнению же А. Криштофовича, годердзская свита древнее кисатибской и к такому же выводу приходит М. Узнадзе.

Годердзская свита широкой полосой протягивается на восток до Ахалцихской депрессии включительно, затем после небольшого перерыва выходит в ущелье р. Уравели в районе Кисатиби и к югу и юго-востоку от не-

го в долину Куры (выше с. Хертвиси), продолжаясь на восток под молодыми четвертичными лавовыми покровами и появляясь снова на Абул-Самсарском хребте. Еще восточнее на Кечутском хребте она уходит под верхнеплиоценовые лавовые покровы, снова обнажаясь широкой полосой в Цалкинском районе. Здесь она представлена озерными отложениями и чередующимися с ними лавовыми покровами.

В Ахалцихской депрессии отложения годердзской свиты впервые выделены мною (109). Все предыдущие исследователи придерживались стратиграфической схемы Б. Мефферта (256, 257). Отмеченные им белые «кварцевые пески» горы Острая, оказались в действительности светлыми туфами годердзской свиты не имеющими ничего общего с кварцевыми песками. По нашим наблюдениям, туфогенные отложения в этом районе развиты как ниже, так и выше «кварцевых песков», и по своему литологическому составу ничем не отличаются от отложений годердзской свиты.

В самой Ахалцихской депрессии эта свита развита в следующих районах: 1) на левобережьи р. Посхови в районах с. с. Бенара, Чурчуто, Чихели и др., где она выполняет сложную, замкнутую с трех сторон, чашеобразную синклинальную складку; 2) на правобережьи р. Посхови в центральной части угольного месторождения и к югу от него в районах с. с. Вале и Наохреби; и 3) на правобережьи р. Кваблиани и левобережьи р. Посхови между с. с. Орчосани, Арал и Уде. Отсюда отложения годердзской свиты непосредственно продолжаются в Годердзский район.

В центральной части Ахалцихской депрессии вся вулканогенная часть годердзской свиты и залегающая под ней красноцветная толща совершенно согласно ложится на верхние песчаники Цхрута-Цахана, а в западной и юго-западной частях несогласно перекрывает как угленосные отложения, так и более древние олигоценовые и эоценовые образования. То обстоятельство, что красноцветная толща, подстилая годердзскую свиту постоянно ей сопутствует и включает в себе туфогенные слои и андезито-базальтовые покровы, дает мне основание отделить ее от угленосной и причислить к годердзской свите. Таким образом, в годердзской свите я объединяю две толщи — красноцветную и вулканогенную.

Красноцветная толща годердзской свиты очень хорошо развита у с. Бенара, где мощность ее достигает 200 м. Здесь она представлена ярко-красного цвета глинами, глинистыми мергелями, глинистыми песчаниками и сильно выветрелыми и оглинившимися туфами, как красного, так и зеленовато-синеватого цветов. В верхних горизонтах количество туфогенного материала постепенно увеличивается и свита, совершенно незаметно, переходит в верхнюю туфогенную толщу годердзской свиты. В нижних горизонтах красноцветной толщи имеются так же желтого цвета песчаники и прослойки углистых сланцев и наблюдается совершенно постепенный переход ее в угленосную свиту.

Верхняя толща годердзской свиты в северной части Ахалцихской депрессии, по данным Н. Схиртладзе (338) представлена следующим разрезом:

1. Выше красных глин развита пачка чередующихся фиолетовых и желтоватых пепловых туфов мощностью около . . . 55 м
   По составу эти туфы одинаковы и представлены роговообманковым гиперстеном.
2. Следующие выше породы сложены фиолетовыми туфами такого же состава, как и нижележащие туфы. Мощность . . . 28 м
   В средней части этого горизонта залегает 40 сантиметровый опализированный слой, а в нижней части — очень уплотненный пелитовый туф, мощностью в 5 см.
3. Выше следуют слабо сцементированные, ясно слоистые туфы с микроконгломератовыми участками. Наблюдается также косая слоистость. Мощность . . . . . 20 м
   В нижней части горизонта залегает 0,2 м мощности конгломерат, галька которого представлена роговообманковыми андезитами.
4. Выше залегают желтоватые слабо сцементированные туфы мощностью 8 м
   По простиранию величина составных элементов не меняется; в одних частях, развиты пепловые туфы, в других — агломератового типа, псаммитовые туфы.
5. Выше идут светлозеленые пластичные глины. Мощность . 10—12 м
6. Выше — зеленые туфы с линзами конгломератов, мощностью до 3 м.
   В одном месте имеется линза 3—4 см мощности обуглившегося растения. Конгломераты сложены микролитовыми андезитами, а туфы кристаллически-агломератовыми туфами.
7. Розоватые агломератово-пепловые туфы, мощностью . . 5,5—6м
8. Чередование белых и серых пелитового характера туфов, мощностью . 4 м
9. Белые, слегка фиолетовые агломератового характера роговообманковые андезитовые туфы, мощностью . . . . . 12 м
10. Серые, крупные, псаммитового характера туфы, со сравнительно маломощными (15—20 см) конгломератовыми линзами, мощностью . 4—5 м
    Туфогенный материал и галька конгломератов представлены андезитами.
11. Слабо сцементированные агломератовые туфы андезитового состава, мощностью . . . . . 5—6 м
    К западу от с. Чихели (южнее г. Острая) среди туфов участками залегают линзы грязноватого диатомита (SiO_2 = 72,32%).
12. **Конгломераты**, мощностью . . . . . 7,5—8 м
    Под конгломератами залегает пласт красной и серой глины небольшой мощности (0,8—1,2 м). Конгломераты слабо сцементированы и среди них часты линзообразно залегающие маломощные (20 см) рыхлые песчаники. На основании микроскопических исследований выясняется, что материал конгломератов представлен на 20% роговообманковым андезито-дацитом и на 40% гиперстеновым андезитом, где роговая обманка полностью опацитизирована.

Разрез кончается лавовым покровом.

Общая мощность туфогенной части годердзской свиты в данном разрезе равна 160 м. Свита представлена в общем пелитового и псаммитово-

го характера туфами и реже конгломератами, основным материалом которых во всех случаях является андезит. Таким образом, общая мощность всей годердзской свиты в этой части Ахалцихской депрессии равна 360 м. Конечно, это далеко не полная мощность свиты, — бóльшая, верхняя часть ее здесь денудирована.

В районе с. Бенара, по правобережью Квабливани годердзская свита в верхней части представлена туфогенными конгломератами, содержащими светлосерые и серовато-голубые гальки андезитовых пород, диаметром от нескольких сантиметров до 1 м; этот материал сцементирован более мелкозернистыми и оглинившимися туфами. В результате выветривания туфоконгломератовой породы, вследствие естественного обогащения, происходит накопление андезитовых галек и глыб, создающих впечатление останцев лавовых потоков. Некоторые из этих накоплений были приняты (256, 257) за покровы и потоки молодых лав или центры их излияния.

В центральной части Ахалцихской депрессии годердзская свита хорошо развита к северу и северо-западу от с. Бале, против с. Бенара по левобережью р. Посхови. Здесь она слагается двумя толщами — красноцветными глинами, мощностью не более 120 м, и пестроцветными мелкозернистыми туфогенными породами мощностью в 200 м. Эти последние, разведчиками Ахалцихского буроугольного месторождения, выделяются под названием «туфоосадочная толща».

Из центральной части Ахалцихской депрессии отложения годердзской свиты непосредственно продолжаются на запад, широко распространяясь по левобережью р. Посхови между государственной границей и с. с. Арали, Уде и др., уходя далее на запад, где непосредственно увязываются с выходами в ущелье р. Дзиндза и на Годердзском перевале. Хороший восходящий разрез наблюдается по левому берегу р. Посхови в балке Нацхарас-геле. Здесь по левобережью реки поднимается небольшая конусообразная возвышенность, сложенная дацитами и, по всей вероятности, являющаяся одним из центров излияния молодых лав. Этот дацитовый конус прорывает толщу пестроцветных глин хорошо развитых в Нацхарас-геле и представленных чередованием разного цвета и состава глин, очень выветрелых туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов. В последних залегает желтовато-белый пласт отбеливающей глины.

Выше толща совершенно постепенно переходит в рыхлые туфы и туфопесчаники и чередующиеся с ними конгломераты с крутым юго-западным падением. Конгломераты содержат довольно крупные гальки андезитовых пород в 10 кб. м и больше. Мощность конгломератового горизонта достигает 70 м. По левой стороне балки они прорезаны жилой дацита голубого цвета. Несколько выше, в конгломератах залегает внутриформационный покров оливинового базальта, мощностью около 20 м.

Выше по склону развита имеющая до 200—250 м мощности толща конгломератов, прослеживающихся у с. Орчосани, непосредственно в направлении на юго-запад, и у с. с. Арал и Уде на север. Она собрана здесь в крутые складки, падение крыльев которых изменяется от 25—40° в районе с. Орчосани и до 90° в северных районах.

Выше с. Орчосани, на конгломератах залегает второй внутриформационный покров пористого темного андезито-базальта в несколько десятков метров мощности. Над ним опять следуют туфы и туфоконгломераты, широко развитые на Арсианском хребте (ответвление Арсианского хребта), откуда они непосредственно прослеживаются в направлении ущелья реки Дзиндза и Годердзского перевала.

На северном склоне Арсианского хребта в районах с. с. Уде и Хуро проходит хорошо выраженная в обнажениях антиклинальная складка, в ядре которой обнажены верхнеэоценовые отложения адигенской свиты, а южное крыло полностью сложено годердзской свитой. К югу от с. Уде наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. *Желтоватые песчаники верхнего эоцена.*
2. Красные конгломераты. Мощность . . . . . 1,5 м
3. Пестроцветные (в основном красные) глины и, чередующиеся с ними, оглинившиеся туфоконгломераты. Мощность . . . 50—60 м
4. Темносерый андезитовый покров. Мощность . . . 25—30 м
5. Пестроцветные глины, чередующиеся с сильно выветрелыми пепловыми туфами и конгломератами. Мощность . . . . 60 м
   Гальки конгломератов представлены роговообманковыми породами.
6. Мандельштейновый цеолитовый базальтовый покров. Мощность более 20 м
7. *Туфоконгломераты, туфопесчаники и пепловые туфы.*

Падение слоев всех горизонтов ЮЗ 195° < 55°.

1. Глинистые песчаники с фауной верхнего эоцена и черный базальтовый покров адигенской свиты.
2. *Пестроцветные оглинившиеся туфы* . . . . . 25—30 м
3. Базальтовый покров . . . . . 30—40 м
4. Пестроцветные оглинившиеся туфы и глины . . . . . 50 м
5. Базальтовый покров . . . . . 20—25 м
6. Пестроцветные глины и чередующиеся с ними туфы и туфоконгломераты 60 м
7. Конгломераты и реже туфопесчаники . . . . . 150 м
8. Базальтовый покров (мандельштейновый, цеолитовый и оливиновый) 100 м
9. Туфы, туфопесчаники и туфоконломераты, мощностью в несколько сот метров.

   Падение пород Ю 180° < 85—90°.

При сравнении этих разрезов с разрезами более восточных районов—Бенара, Чихели и Вале—замечается постепенное уменьшение мощности нижней части пестроцветной толщи годердзской свиты наряду с постепенным возрастанием количества вулканогенного и уменьшением примеси глинистого материала в направлении с востока на запад. Одновременно наблюдается увеличение размеров обломочного материала.

Как будет отмечено ниже, в более западных выходах — в ущелье реки Дзиндза и на Годердзском перевале — голубые конгломераты уступают место лавовым туфобрекчиям и пепловым туфам в верхней части и пестроцветным оглинившимся туфам в нижней части. Так например, у с. Утхисубани годердзская свита, непосредственно налегающая на среднеэоценовые туфобрекчии, начинается пестроцветными оглинившимися туфами и микроконгломератами. Над этим горизонтом в речке Утхисубани залегают туфопесчаники и туфоконгломераты, в отличие от описанных районов, имеющие более спокойное залегание. Они падают на ЮВ 170° $\angle$ 15—20°. Такое падение продолжается до следующей крупной балки, где оно меняется на С 0° $\angle$ 25—30°.

К юго-западу от этого пункта, по направлению к Годердзскому перевалу, в 7—8 км от с. Утхисубани по шоссе, обнажается карниз светло-серых пепловых туфов, содержащих богатую ископаемую флору. Выше и ниже от этого пункта по дороге очень часто встречаются разного размера стволы окаменелых деревьев. В районе перевала Годердзи и к востоку от него по Арсианскому хребту, годердзская свита представлена лавовыми брекчиями и, реже, туфоконгломератами и туфами. В западном направлении, в сторону Аджарии под этими мощными лавовыми брекчиями обнажаются крупногалечные конгломераты и туфопесчаники, под которыми в свою очередь залегают пестроцветные микротуфоконгломераты и оглинившиеся туфы. Более низкие горизонты здесь не обнажены; повидимому, они скрыты под делювием. Конгломераты обнажаются в виде высокого обрыва, к подошве которого приурочена пониженная полоса рельефа с озером Мцване-тба (Зеленое озеро) и др.

Мощность всей годердзской свиты в ущелье Дзиндза, по данным Н. Схиртладзе, достигает 860 м.

В нижней части свиты Н. Схиртладзе выделяет два маломощных внутриформационных покрова андезито-базальта (нижний) и базальта (верхний). Развитые выше вулканогенные породы в целом характеризуются чередованием кристаллических агломератов, пепловых туфов и брекчиевых конгломератов. В нижней части свиты преобладают слоистые туфы с ископаемой флорой, а в верхней части — крупнозернистые (псаммитовые), массивные туфы, брекчии и конгломераты.

В петрографическом отношении все разновидности туфов, брекчий, конгломератов и их галек представлены роговообманково-гиперстеновыми, авгито-роговообманковыми или гиперстеновыми андезитами и андезито-дацитами.

Тем же петрографическим составом характеризуется цемент агломератовых, кристаллически-агломератовых и пепловых туфов.

Годердзская свита имеет также широкое развитие в Кисатибском районе, где в литературе известна под названием кисатибской свиты. Деталь-

ный разрез нижней части этой свиты составлен Н. Схиртладзе. По его данным по ущелью Уравели наблюдается следующий восходящий разрез:

1. На верхнеэоценовых отложениях непосредственно залегают темные лавы, прослеживающиеся из ущелья Уравели в направлении с. Чобарети. В контакте покров имеет угол падения 40—50° а в более южной части — 10—15°. Петрографически он представлен оливиновым долеритом порфирового строения.
   Выше долеритового покрова залегают базальтового состава туфы мощностью 2 м, а над ними — второй покров базальта мощностью 12 м. Верхняя и нижняя части покрова петрографически представлены порфирового строения базальтами, а средняя часть — долеритом.
2. Выше базальтового покрова залегает пачка розоватых туфов мощностью 9 м. Туфы микробрекчиевого строения и однообразной структуры, носящие псаммитовый характер, переходят в верхах в пелитовые и кристаллические туфы.
3. Выше — пачка чередующихся желтоватых и беловатых туфов мощностью 17 м. В верхней части пачки появляются сравнительно плотные агломератовые туфы. Обломки агломератовых туфов представлены: а) авгитовыми андезитами — 40%, б) авгито-гиперстеновыми андезитами — 37%, и в) роговообманково-гиперстеновыми андезитами — 27%.
   Такой же петрографический состав имеют и кристаллические туфы.
4. Выше описанной пачки залегает пласт вулканических песков мощностью 7,5 м, состоящих из зерен гиперстенового и роговообманкового андезита.
5. Внутриформационный покров базальта мощностью 33 м. Краевые части его имеют порфировое строение, а центральная — долеритовое.
6. Выше залегают пелитовые и псаммитовые туфы общей мощностью 9,7 м

Выше горизонта «6», уже в южном крыле проходящей здесь антиклинали, вдоль ущелья р. Уравели, залегают крупнообломочные брекчии мощностью 36 м, с падением на юг $<12-15°$. Обломки брекчии представлены: а) авгито-гиперстеновыми андезитами — 50%, б) гиперстеновыми андезитами — 35% и в) авгитовыми андезитами — 15%.

В окрестностях Кисатибского месторождения под диатомитовыми пластами залегают слабо сцементированные конгломераты с хорошо окатанной галькой, мощностью 1,5—2 м. Выше следует чередование диатомита и тонкослоистых пелитовых пород, мощностью 8,5 м. Некоторые пласты диатомита (особенно нижние) пропитаны лимонитом и содержат туфовый материал.

Выше диатомитового горизонта залегает пачка чередующихся конгломератов, песчаников и туфов общей мощностью 13—14 м. По петрографическому составу материалы относятся к роговообманково-гиперстеновым андезитам. Дальше обнажения отсутствуют, но на восточном склоне г. Улба, выше с. Кисатиби, обнажается роговообманковый андезитовый покров, несогласно перекрывающий туфы диатомитовой толщи.

Подобный же разрез описан Н. Схиртладзе из района ущелья р. Кизилари (правый приток Уравели). Здесь, в нижней части годердзской свиты им найдена в туфах флора: *Typha latissima* и *Sageretia caucasica* Palib (по определению М. Узнадзе). Последняя форма найдена и в Годердзском районе.

Вышеприведенное описание кисатибской свиты, распространяющееся только на ее нижнюю часть, показывает большое петрографическое сходство ее с годердзской свитой. И здесь на базальтовых покровах залегают слоистые пеплы, кристаллические и агломератовые туфы. Петрографически слагающий их материал в обоих случаях представлен авгито-роговообманковыми и гиперстеновыми андезитами или андезито-дацитами. Верхняя часть кисатибской свиты, по данным В. Эдилашвили, сложена массивными и твердыми андезито-дацитовыми и липаритовыми лавами и их лавовыми брекчиями, туфопесчаниками и туфами.

В восточном направлении кисатибская свита, непосредственно прослеживается в ущелье Куры выше с. Хертвиси до государственной границы и далее на восток по узкой полосе Ахалкалакского ущелья. В ущелье Куры, в небольшой балке Вардзиа, проходит антиклинальная складка с падением крыльев на СВ и ЮЗ под углом 10—15°. В южном крыле складки, по Н. Схиртладзе, наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Серая пористая андезито-базальтовая порода мощностью около 10 м (SiO_2 = 61,6%).
2. Крупнообломочная туфобрекчия мощностью 20 м. Все обломки в брекчии представлены авгито-гиперстеновыми андезитами.
3. Плотный, местами пористый, заметно рассланцованный покров гиперстенового андезита, мощностью 15 м. Выше покрова развиты того же состава туфы и туфобрекчии мощностью около 7 м.
4. Беловатые брекчиевидные туфы, мощностью около 20 м. Петрографически обломки брекчии также представлены гиперстеновыми андезитами (50%), роговообманковыми андезитами (25%) и роговообманково-гиперстеновыми породами (25%) с полнокристаллической и перлитовой основной массой.
5. Брекчии мощностью 11 м. Обломки брекчии представлены гиперстеновыми андезитами, андезитами, андезито-дацитами, авгитовыми андезитами и роговообманково-гиперстеново-авгитовыми андезитами.
6. Белые мелкозернистые андезитовые туфы мощностью 39 м.
7. Выше туфов, у церкви Верхняя Вардзиа, залегает порфирового строения пестроцветный роговообманково-гиперстеновый андезит, мощностью 160 м, секущийся двумя андезито-базальтовыми жилами, мощностью 4,5—5—6 м.
8. Мелкозернистые туфы и темные брекчии общей мощностью . . . 5 м
9. Тонкий пласт пелитового и кристаллического туфа, выше переходящего в псаммитового характера туфы. Мощность — 7 м.

10. Плотно сцементированные, черные брекчии гиперстенового андезито-базальта мощностью 60 м. В верхней части брекчии имеется большой участок рассланцованного андезит-дацита.
11. Мощная толща брекчий серого цвета, в которых попадаются изредка, тонкие пласты пелитовых и пепловых туфов. Общая мощность всей толщи около 250 м. Составной материал в основном представлен рассланцованными серыми гиперстеновыми андезитами.
12. Рассланцованные пористые лавы гиперстеновых андезитов, на которых в возвышенной части Докузпунарской системы, развиты лавы гиперстеновых андезитов и андезит-дацитов.

Таким образом, общая мощность всей вулканогенной свиты в этом разрезе достигает 610 м. По общему петрографическому характеру разрез ничем не отличается от свиты Годердзского района.

В Абул-Самсарской системе образования годердзской свиты занимают обширную площадь, но очень слабо изучены. Собранный там материал петрографически обработан Н. Схиртладзе.

Близ с. Арагва, чуть восточнее шоссейной дороги Ахалкалаки-Бакуриани, имеются выходы светлых туфобрекчиевых пород, слагающих довольно высокие конусовидные горы. Туфобрекчии сложены в основном угловатыми, разной величины обломками светлых порфировидных пород андезито-дацитов (SiO_2—67,9%) и роговообманковых андезито-дацитов. Цемент брекчии имеет тот же состав.

Такие же туфобрекчии (по данным А. Фокина (1355), хорошо обнажены в бортах балки у с. Б. Самсари. В них высечены кельи монастыря. Подножья склонов окаймлены крупноглыбовыми скоплениями.

По общему петрографическому составу брекчии Абул-Самсарской системы очень близки к породам кисатибской свиты .

Отложения годердзской свиты широко развиты также к югу от Триалетского хребта в Цалкинском районе (210, 218, 221, 392). Полные разрезы наблюдаются в северной части района, на южных отрогах Триалетского хребта — у с. Гумбати, вдоль ущелья Гумбатис-цхали.

1. Над верхнемеловыми известняками (по левому берегу реки) и нижнеэоценовыми флишевыми отложениями (по правому берегу) залегают крепко сцементированные конгломераты. На левом склоне реки, выше известняков и под конгломератами, залегает черный покров базальта, мощностью 15—20 м.

   Конгломераты и покров падают на юг под углом 70—75°. Конгломераты сложены хорошо окатанными гальками (от 0,5 до 5 см в диаметре) диорито-порфиритов, авгито- и авгито-лабрадоровых порфиритов, известняков, кремня и туфогенных пород среднего эоцена.
2. Чередование лессоподобных слабо сцементированных глин, песчаников и микроконгломератов. Здесь исходный материал образовался за счет размыва пород Триалетского хребта. В отложениях наблюдается косая слоистость. Общая мощность этого горизонта равна 150—200 м.
3. Покров долерита черного цвета мощностью 32 м, с падением на ЮВ 160° ∠45°.

4. Чередование желтоватых карбонатных глин, песчаников и конгломератов. В верхней части преобладают конгломераты. Общая мощность 50 м.
5. Мощная (до 170 м) черная лава оливинового долерита, представлена тремя покровами, выделяемыми благодаря пористости краевых частей. Верхняя часть верхнего покрова имеет крученую поверхность.
6. Чередование конгломератов и песчаников, мощностью 4—10 м.

Близ с. Гумбати эти образования перекрываются четвертичными аллювиальными отложениями р. Кция. Обнажения коренных пород наблюдаются по правому берегу реки, у моста около с. Кущи. Они представлены серого цвета вулканическими, слегка рассланцованными андезито-базальтами.

В Цалкинском районе хорошие разрезы наблюдаются близ с. Цалка, на западном продолжении Беденского хребта и в районе с. Молотово. В первом случае, по обоим склонам ущелья р. Храми, ясно видно несколько покровов долеритовых и долерито-базальтовых лав, смятых в пологую антиклинальную складку. К северу на долеритовых лавах залегает мощный горизонты глин и песчанистых глин, падающих на север под углом 20—25°.

По данным буровых скважин в Ташбашской котловине имеется следующий разрез нижних озерных отложений (снизу вверх):

1. Долериты (не добурены до конца).
2. Пористые, мандельштейновые, зеленого цвета долериты. Поры заполнены кварцем. Мощность . . . . . 0,5 м
3. Слегка сцементированные пески с примесью глин, переходящие выше в чередующиеся глины и пески. Эти последние, в свою очередь, переходят в слабо сцементированные кальцитом кварцевые песчаники, сменяющиеся выше довольно твердыми микроконгломератами, в которых диаметр отдельных галек достигает 5 мм. Мощность . . . . 69 м
4. Зеленовато-бурые суглинки. Мощность . . . . . 16 м
5. Плотные песчаники, местами мелкозернистые, содержащие гальки туфогенных пород, андезито-базальтов и кварца. Выше песчаники переходят в суглинки. Мощность . . . . . 3 м
6. Среднезернистые песчаники, суглинки и супеси, мощностью . . 10 м
7. Пористые долериты мощностью . . . . . 1,5 м
8. Долеритовый покров мощностью . . . . . 27,5 м
9. Пористый долерит, мощностью . . . . . 3 м
10. Выше долеритов следуют верхнеозерные и речные отложения.

Таким образом, общая мощность пробуренной части нижнеозерных отложений превышает 130 м.

Коренные выходы нижних озерных отложений наблюдаются у с. Молотово (быв. Розенберг) на гребне между р. р. Храми и Джуджиани. Здесь они непосредственно залегают на кристаллических породах Храмского массива и сверху перекрыты андезито-базальтами. Детальный восходящий разрез их следующий:

1. Конгломераты с гальками кристаллических пород и андезито-базальтов, сцементированных крупно-зернистыми глинистыми песчаниками. Мощность . . . . . 2 м
2. Глинистый слой, мощностью . . . . . 1,2 м
3. Рыхлые песчаники, мощностью . . . . . 0,5 м
4. Аркозовый песчаник, с обломками андезито-базальтов, мощностью 0,4 м. По простиранию (к востоку) слой аркозового песчаника переходит в гранитный конгломерат.
5. Пористые, рыхлые песчаники, с прослоями глин и гранитных микроконгломератов, мощностью . . . . . 22 м
6. Рыхлые глинистые песчаники, мощностью . . . . . 2 м
7. Покров долерита, мощностью . . . . . 3—4 м

Залегание горизонтальное, но к северо-западу эти отложения смяты в мелкие пологие складки и сверху перекрываются более молодыми лавовыми покровами андезито-дацитов. Небольшие останцы этих отложений сохранились и в других местах Храмского массива.

Всеми исследователями отмечается слабая складчатость нижнеозерных отложений Цалкинского района близ Храмского массива, что однако, нельзя распространить на более северные районы их развития ,— по южному склону Триалетского хребта. Здесь наблюдается крутое падение и, в некоторых случаях, опрокинутость слоев на юг.

Сравнивая нижнеозерные отложения Цалкинского района с отложениями остальных районов распространения годердзской свиты, легко заметить большую разницу в фациях. В Цалкинском районе совершенно отсутствуют туфы, туфобрекчии и вообще вулканогенные фации, взамен которых развиты чисто озерные — глинистые и песчано-конгломератовые отложения, образованные за счет размыва древних пород Триалетского хребта и Храмского массива. Сходство заключается лишь в наличии покровов андезито-базальтовых и долеритовых лав.

Остатки лягушек и рыб найденные К. Габуния (89) и др., в диатомитовых пластах Кисатибского района определены В. Богачевым *Rana kisatibiensis* Bog.—И. А. Рябининым—*Rana macroensmis* Rjab. и рыбы *Varicophinus nuntius* Rjab Здесь же найдены и остатки птиц.

На основании этой фауны возраст диатомитовой свиты В. Богачев и А. Рябинин считают, условно, плиоценовым, а А. Шишкина—Богачева и К. Габуния — не древнее миоцена.

В 1945 г. М. Узнадзе в диатомитовой толще обнаружена флора, на основании которой возраст свиты она определяет как плиоценовый, исключая даже верхнесарматский. Однако, учитывая, что приведенная выше флора собрана только в средних горизонтах свиты, такой вывод нельзя считать пока окончательным.

Флора годердзской свиты, известная еще с прошлого столетия, детально изучена И. Палибиным (278), который годердзскую свиту от-

носит к плиоцену. Он видит «близкое сходство нашей растительности с третичной флорой Западной Европы. Подобную комбинацию флористических элементов мы встречаем в известной мере в верхнетретичных отложениях Швейцарии (энигенский ярус), а главным образом, она свойственна понтическим осадкам Франции, Германии, Австрии и Италии, заключающим растительные остатки, и особенно нижнеплиоценовой флоре (именно Plassansten superieur) центрального массива Франции».

В последнее время флора годердзской свиты Адигенского и Ахалцихского районов детально изучена М. Узнадзе, которая дает обширный ее список (350).

М. Узнадзе оспаривает мнение И. Палибина о нижнеплиоценовом возрасте годердзской свиты. По ее данным, можно считать установленным «резко выраженный субтропический характер годердзской флоры, с полным отсутствием бореальных элементов». Годердзская флора, по ее мнению, близко стоит к олигоценовой флоре Европы, но, принимая во внимание более южное расположение Грузии вообще и, в частности, Годердзского района, она заключает, что такая флора могла произрастать здесь и после олигоцена, но до сармата.

Таким образом, новые ,более полные, данные М. Узнадзе вполне согласуются с нашими выводами.

Выше отмечалось, что годердзская свита в центральной части Ахалцихской депрессии совершенно согласно залегает на верхних песчаниках Цхрута-Цахана, отнесенных к низам среднего миоцена, а в остальных районах несогласно перекрывает более древние отложения. Таким образом нижний возрастной предел годердзской свиты не опускается ниже низов среднего миоцена. Вопрос о верхнем возрастном пределе остается пока не разрешенным.

Фауна позвоночных Кисатибского района, вследствие наличия только новых видов, для разрешения этого вопроса не пригодна.

Трудно согласиться с М. Узнадзе, приурочивающей нахождение изученной ею флоры к верхним горизонтам годердзской свиты. По моим наблюдениям, эти слои занимают среднее положение и выше них залегает очень мощная толща слоистых и массивных пепловых туфов и туфолав. По этой причине указанная флора не может охарактеризовать всю годердзскую свиту полностью.

Сложным является вопрос объединения в одну общую свиту разобщенных между собой континентальных образований Годердзского, Кисатибского, Абул-Самсарского и Цалкинского районов. В пользу объединения их говорит совершенно одинаковый петрографический характер пород и близкое географическое расположение районов их развития.

Более сомнительным является вопрос объединения с этими свитами нижнеозерных отложений Цалкинского района, лавы из которых петрогра-

фически похожи на лавы годердзской и кисатибской свит. Они сильно дислоцированы в полосе соприкосновения Артвинско-Сомхитской глыбы с Аджаро-Триалетской складчатой системой. Вдоль этой полосы вутриформационные лавы непосредственно увязываются с лавами перевала Цхра-цхаро, а эти последние с лавами Абул-Самсарской системы, что также говорит в пользу объединения нижнеозерных отложений Цалкинского района с годердзской свитой.

Возвращаясь к вопросу о возрасте годердзской свиты, следует особо подчеркнуть, что отложения ее в центральной части Ахалцихской депрессии и в полосе соприкосновения Артвинско-Сомхитской глыбы с Аджаро-Триалетской складчатой системой сильно дислоцированы — собраны в крутые и опрокинутые на юг складки. Они дислоцированы (правда слабее) и на Артвинско-Сомхитской глыбе, что при наличии жесткого субстрата также является важным фактом.

Дислоцированность отложений годердзской свиты в обеих геотектонических зонах, естественно, связана с сильными орогенетическими фазами, имевшими место в конце верхнего миоцена и в плиоцене. Отсюда следует логический вывод, что к этому времени они уже существовали, иными словами — они не могут быть моложе верхнего плиоцена. Таким образом, стратиграфическое место годердзской свиты находится между низами среднего миоцена и верхним плиоценом.

К этому выводу приводит нас и несогласное перекрывание годердзской свиты молодыми лавами, несущими следы слабой дислокации и относимыми по чисто геоморфологическим признакам, к верхнему плиоцену.

4. Четвертичная система

Отложения четвертичной системы на территории Грузии исследованы лишь в отдельных районах и с недостаточной полнотой.

Исследованные нами области в продолжение всего четвертичного периода подвергались интенсивному размыву, в связи с чем образования этой системы представлены делювиальными, пролювиальными, аллювиальными, озерными, ледниковыми отложениями разной мощности, в сочетаниях с вулканическими породами (лавовыми потоками и покровами).

В этой главе мы уделяем главное внимание аллювиальным, озерным и ледниковым отложениям; вулканические образования описываются в главе «Вулканизм».

1. Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения изучены в исследуемых областях лишь в общих чертах и только вдоль крупных водных артерий. Заслуживают

большого внимания молодые и древние террасы Куры и ее главных притоков. Поэтому следует в первую очередь рассмотреть весь бассейн Куры от Борчалинской равнины до турецкой границы.

Борчалинская равнина и Мухранско-Тирипонская долина, представляющие области погружения, описываются ниже совместно с озерными отложениями.

Террасы Куры и ее главных притоков хорошо сохранились в районах: Сандарском, Тбилисском, Каспи-Метехском, Хашурском и Ахалцихско-Аспиндзском.

В Сандарском районе в нижней части течения р. р. Храми и Алгети, по данным В. Чикоидзе (392), выделяются пять основных террас:

I	терраса	расположена	на высоте	2— 5 м
II	„	„	„ „	10—12 м
III	„	„	„ „	30—50 м
IV	„	„	„ „	50—80 м
V	„	„	„ „	180—200 м

Все эти террасы хорошо выделяются на склонах, окружающих с трех сторон Борчалинскую равнину. Первые три террасы в Борчалинской долине погружаются и перекрыты более молодыми отложениями.

Особенно широким развитием пользуется третья терраса — в районе с. Марнеули и на склонах хр. Яглуджа. В районе Марнеули она перекрыта долеритовым покровом, в пределах Борчалинской равнины погружающимся под озерные отложения; в районе Яглуджа эта терраса перекрыта глинистым делювиальным плащем.

Четвертая и пятая террасы распространены на юго-восточном склоне хребта Яглуджа; они покрыты конгломератами, сцементированными рыхлым песчаником.

На самом хребте Яглуджа очень широко развиты довольно мощные конгломераты, по всей вероятности, являющиеся синхроничными акчагыльским.

Морфологически хорошо выраженная равнина между с. с. Асурети и Кумиси и между Кумиси и хребтом Яглуджа, представляет собой одну цельную, слабо расчлененную скульптурную террасу р. Алгети (392), сливающуюся в западном направлении с верхними террасами р. Алгети, а в восточном — с соответствующей террасой Куры.

В районе Тбилиси выделяются следующие ступенчато-расположенные террасы (285):

I —Чугуретская, расположенная выше современного русла Куры на 3—5 м, сложенная галечниками, песками и суглинками, хорошо прослеживающаяся вдоль левобережья р. Куры, начиная от Метехского моста — до ст. Загэс и по правобережью р. Куры в районе Дигомской долины. Мощность отложений этой террасы составляет 2—3 м.

II — Ваке-Авлабарская терраса, расположенная в среднем на 25—30 м выше современного русла р. Куры, наблюдается в районе Авлабари, по проспекту Руставели, в парке им. С. М. Кирова, Ваке и Сабуртало (площадь цирка, Сабурталинский базар и вся Сабурталинская долина). По левому берегу Куры между первой и второй террасами на некоторых участках выделяется еще одна промежуточная терраса, которая расположена над современным руслом р. Куры на высоте 10—15 м. В. Пахомов считает ее второй террасой.

По моему, более правильным будет объеденить ее с первой террасой.

III — третья терраса хорошо выделяется также по левобережью Куры на высоте 60—80 м. В ней аллювиальные отложения переслаиваются с пролювиальными.

IV — четвертая тоерраса (Лоткис-горская) расположена на высоте 150—170 м над руслом реки.

V—пятой террасой является Махатская, расположенная на высоте 210—260 м от русла реки.

VI—самая высокая Кашветская терраса расположена на высоте около 700 м над руслом Куры. По своему положению соответствует Ярглуджской террасе и, по всей вероятности, синхронична акчагыльским отложениям Самгорской равнины (285). Эта терраса сложена довольно мощными и крепко сцементированными аллювиальными отложениями.

Выше по течению Куры, до района Каспи, описанные террасы большею частью размыты и наблюдаются лишь в виде небольших останцев. Это особенно характерно для верхних террас. Две нижние террасы почти всюду выделяются по обоим берегам р. Куры в виде небольших ступеней. По правой террасе на значительном протяжении проложено полотно железной дороги.

В Каспи-Цителкалакском, а затем в Горийском и в Хашурском районах, как уже упоминалось выше, долина Куры опять расширяется и террасы хорошо сохранились.

Здесь мною (102) выделяются:

I — Гракали-Метехская надпойменная терраса, расположенная на 2—5 м выше современного русла р. Куры и сложенная крупногалечными отложениями. Непосредственным продолжением ее на западе является надпойменная терраса ст. Гракали—Уплисцихе—Гори, а на востоке ст. Ксани—Дзегви—Мцхета.

II—терраса Метехи, хорошо выраженная по правобережью р. Куры в самом с. Метехи. Расположена на высоте 25—35 м над руслом р. Куры. На западе ее продолжением являются террасы; с. Уплисцихе и с. Урбниси и на востоке — с. с. Каспи, Дзегви. Мощность речных отложений этой террасы в среднем 5 м.

III — Калоубанская терраса, хорошо выраженная на хребте Калоубанис-кеди, по левобережью р. Тедзами и сложенная отложениями р. р. Тедзами и Куры, мощностью в среднем около 30 м. К западу она прослеживается по этому же хребту на протяжении 1,5 км, на востоке ее продолжением является неглубокое, но довольно широкое понижение между г. Сачите и с. Эзети (к востоку от с. Ахалцихе), представляющее собой древнее русло р. Тедзами. Калоубанская терраса находится на высоте 80—100 м над современным руслом Куры (на абсолютной высоте в среднем около 780 м).

IV — Эртацминдская терраса, хорошо выраженная в самом с. Эртацминда, где на небольшом участке сохранились речные отложения (галечники); в остальных частях выделяется только морфологически. Абсолютная высота ее в среднем равна 820—830 м.

На левом берегу р. Тедзами продолжением Эртацминдской террасы является терраса с. Зенадриси (на гребне), на 870—890 м абсолютной высоты. В районе Гори продолжением ее, вероятно, является хорошо выраженная терраса по северному склону горы Бурети (выше с. Горис-джвари, приблизительно на 960 м абсолютной высоты). Аналогичная терраса наблюдается на южном склоне г. Бурети.

V — Самая высокая скульптурная терраса Каспи-Цителкалакского района на абсолютной высоте 1250—1300 м, в районе с. Цхавери.

На востоке, к югу от с. с. Кавтисхеви и Дзегви, в нескольких местах, наблюдаются изолированные небольшие снивелированные площадки, абсолютная высота которых допускает предположение, что они представляют собой останцы одной небольшой Цхаверской террасы.

Выше Цхаверской скульптурной террасы, во многих местах по гребневой части Триалетского хребта, наблюдаются небольшие, вытянутые в приблизительно широтном направлении, слегка наклоненные площадки, напоминающие террасы. С. Кузнецов (217) считает их, как и некоторые из вышеописанных террас, древними пенепленами, с чем согласиться трудно. Если даже допустить пенепленизацию Триалетского хребта, приуроченную к самой высокой и древней террасе, то при пенепленизации в последующие периоды этот древний пенеплен не мог не исчезнуть и взамен ступенчато расположенных террас здесь должна была образоваться одна большая снивелированная поверхность.

Все вышеперечисленные террасы связаны с общим развитием долины Куры и повсеместно фиксируются почти на одинаковых относительных высотах над уровнем реки. Этот факт говорит за то, что они являются продольными древне-аллювиальными речными террасами.

В Карельском и Хашурском районах развитие аллювиальных отложений приурочено к первым трем террасам сложенным чередованием галечников и песков мощностью в среднем 4—5 м.

Первая терраса, в виде широкой равнины, хорошо наблюдается от с. Скра до с. Ахалдаба по обоим берегам Куры (Карельская и Хашурская равнины); расположена на высоте 2—4 м над руслом Куры.

Вторая терраса также хорошо выражена по всему левобережью долины Куры, начиная от с. Урбниси на востоке и, кончая с. Бебниси на западе, на высоте 25—30 м. По правобережью долины сохранились лишь ее небольшие останцы.

В районе Хашури, по правобережью Куры ясно выражены еще две террасовые ступени, одна на высоте 80—100 м, а вторая — 130—150 м. Обе террасы сложены галечниками.

Выше с. Ахалдаба до с. Ацхури, в суженной части долины Куры, хорошо фиксируются первая и, частично, вторая террасы.

Выше с. Ацхури в Ахалцихской депрессии аллювиальные отложения очень широко развиты в долинах самой Куры и ее главного притока Посхови. Здесь очень ясно выражены молодые и, частично, более древние террасы. Самая нижняя, или первая терраса расположена на 3—10 м выше современного русла Куры, Посхови и Кваблиани и сложена галечником и песком, мощностью в среднем 3—5 м. Эта терраса хорошо прослеживается начиная от с. Ацхури на востоке и кончая с. Арали на западе.

Вторая терраса, морфологически очень ясно выраженная в долинах рек Посхови и Кваблиани, расположена на высоте 25—30 м над современным руслом. Она хорошо представлена в самом г. Ахалцихе, откуда прослеживается на восток до долины Куры и на запад — до с. Ивлита и еще выше по течению — к с. Пареха. В районе с. Пареха Ахалцихская терраса имеет около 4 км длины и 1 км ширины. В сторону Адигени, после небольшого перерыва, Ахалцихская терраса ясно наблюдается в нижней части р. Абастумани и по левобережью Кваблиани от с. Бенара до Адигени. Не менее четко выражена она в районе с. Вале по правобережью Посхови. Во всех частях Ахалцихская терраса сложена галечниками и песками мощностью в 3—5 м. Над галечниками развиты глины и небольшой мощности плодородный почвенный слой.

Третья терраса хорошо выражена в долине Куры и расположена на 40—50 м выше современного русла. В долине Посхови она прослеживается по правобережью реки к северу от с. Вале.

Более отчетливо выражена четвертая терраса, расположенная на 125—130 м. над современным уровнем реки. Она особенно хорошо наблюдается к северу и к северо-востоку от с. Вале.

Последние две террасы также сложены аллювиальными галечниками, сцементированными плотнее чем более молодые аллювиальные отложения.

Пятая терраса хорошо выявляется в районах с. с. Помач, Гулялис и Садзел на 220—230 м выше русла Посхови. Она сложена довольно крепко сцементированными галечниками, достигающими мощности в несколько

десятков метров. Терраса эта прослеживается на восток в направлении Ахалцихе и на запад в направлении Вале. Вдоль этой полосы наблюдается общее понижение древнего рельефа, соответствующее древней долине Посхови.

В районах с. с. Орал и Цхалтбила пятая терраса перекрыта своеобразными обломочными породами среднего эоцена с разного размера обломками и глыбами молодых андезито-дацитовых лав типа Персати. Всеми предыдущими исследователями (195, 217, 253, 256) эти образования принимались за молодые лавовые покровы, с чем я не могу согласиться. По моему мнению, они являются или конусами выноса горных рек, стекавших с горного массива Шабанебели или флювиогляциональными отложениями.

Небольшие останцы пятой террасы наблюдаются по левобережью Посхови.

Шестая по счету Тутаджварская (109) терраса в пределах Ахалцихской депрессии скульптурно очень четко выражена по левобережью Посхови в районе с. Тута-джвари. По этой террасе речные отложения наблюдаются только на востоке выше с. Цира. Тутаджварская терраса, согласно топографической карте, расположена над современным уровнем р. Посхови на 420—440 м, т. е. на 200 м выше пятой террасы.

В районе с. Ани наблюдается седьмая по счету терраса также скульптурного характера. Она расположена на 140—150 м выше шестой террасы, т. е. на 560—590 м выше современного уровня р. Посхови.

Самой высокой скульптурной террасой в районе Ахалцихской депрессии, по нашим наблюдениям, является снивелированная поверхность, на которую излились андезито-дацитовые лавы Персати, Акута, Шабанебели и др., относящаяся, по всей вероятности, к концу третичного периода.

С. Лукашевич и В. Страхов (236) выделяют в восточной и в южной частях Ахалцихской депрессии в районе Аспиндза—Хертвиси шесть террас:

I-ую	на высоте	18 м
II-ую	„ „	40—44 м
III-ью	„ „	56 м
IV-ую	„ „	90—92 м
V-ую	„ „	125—180 м
VI-ую	„ „	140—150 м

Если сопоставить эти террасы с вышеописанными, получается, что наша первая надпойменная терраса, авторами не выделяется, и первая их терраса соответствует нашей второй террасе, вторая и третья террасы — третьей, четвертая — четвертой.

Таким образом, дополнив мою схему данными С. Лукашевича

и В. Страхова мы получаем для всей долины р. Куры следующую общую схему расположения террас:

I	—	? —	10 м
II	—	15 —	30 м
III	—	40 —	80 м
IV	—	125 —	140 м
V	—	150 —	180 м
VI	—	200 —	220 м
VII	—	250 —	390 м
VIII	—	420 —	440 м
IX	—	560 —	590 м
X	—	1120 —	1200 м

Проанализировав вышеприведенную схему, не трудно заметить, что высота ступеней между соседними террасами к низу постепенно уменьшается. Этому явлению можно дать разные толкования: во-первых, вполне возможно, что между соседними древними террасами были расположены несколько второстепенных размытых и уничтоженных последующей эрозией; во-вторых — более молодые террасы могут быть разделены меньшим промежутком времени, чем древние, и в-третьих, — поднятие страны во время образования древних террас могло происходить быстрее.

К сожалению, при настоящей стадии изученности я не могу точно датировать эти террасы, не располагая возможностью параллелизации их с морскими террасами с одной стороны и с ледниковыми отложениями — с другой. Последние две террасы (IX и X), по всей вероятности, верхнеплиоценового возраста, а все остальные охватывают весь четвертичный период.

Что касается аллювиальных отложений и террас Аджарии, то здесь у меня нет собственных наблюдений и при описании их мне приходится основываться на данных главным образом С. Кузнецова с Н. Трифонова (219).

В долине р. Чороки и ее притока р. Аджарис-цхали, в отличие от долины Куры аллювиальные отложения пользуются ограниченным распространением. Характерной особенностью этого края является почти полное отсутствие средних террас. По данным названных авторов, в долине р. Аджарис-цхали ясно наблюдаются две террасы: одна — на высоте 20 м и вторая — на высоте 40—50 м. При сравнении их с террасами Куры, оказывается, что первая из них соответствует второй, а вторая — третьей. Более высокие террасы, сложенные речными отложениями, по р. Аджарис-цхали отсутствуют. Однако, здесь на больших абсолютных высотах отчетливо наблюдаются 5 этажей плоскостей, свободно могущих быть параллелизованными со скульптурными террасами долины Куры.

В работе С. Кузнецова и И. Трифонова (219) имеются

интересные данные относительно расположения террас на восточном побережьи Черного моря. Авторы здесь выделяют денудационные плоскости:

I	на высоте	10 — 20 м
II	„ „	30 — 40 м
III	„ „	57 — 72 м
IV	„ „	90 — 100 м
V	„ „	120 — 140 м
VI	„ „	140 — 200 м
VII	„ „	250 — 270 м

В первых двух террасах имеются морские отложения, а в остальных эти отложения отсутствуют.

Широкая прибрежная полоса, — равнина отделяющая море от гор, выстлана песчано-иловатыми и галечниковыми отложениями, являющимися продуктом совместного действия моря и рек. Мощность отложений колеблется от 1 до 3 м. В. Тюшев (349) считает эти отложения моренными образованиями, что лишено основания. (Критический разбор этого взгляда см. у С. Кузнецова и И. Трифонова).

В Гурии аллювиальные отложения имеют широкое распространение в долинах р. Супса и ее главных протоков. Существующие по этому району материалы не достаточны для подробной их характеристики, но интересно отметить, что здесь наблюдаются ступенчато расположенные террасы, приблизительно на тех же относительных высотах, как и в долине р. Куры. Это явление ясно указывает на общие вертикальные движения всей Аджаро-Триалетской складчатой системы во время четвертичного периода.

Если учесть кратковременность периода и абсолютные отметки террас, то станет ясно, насколько ощутительны были движения, вызвавшие общее поднятие всей Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею областей. Это общее поднятие, продолжающееся и в настоящее время, носило периодический характер и временами сопровождалось набольшими опусканиями, с чем связана аккумуляция аллювиальных отложений и в некоторых случаях также озерных образований.

2. Озерные отложения

Озерные отложения, пользующиеся в исследуемых областях гораздо меньшим развитием, чем все остальные четвертичные образования, обязаны своим происхождением различным факторам. Некоторые из этих озер образовались вследствие запруживания рек потоками лав (Ахалкалакское лавовое нагорье и Цалка-Гомаретское плато и др.), оползнями и конусами выноса горных рек, а другие — вследствие опускания местности (Борча-

линская равнина и Мухрано-Тирипонская долина). Имеются такие озерные отложения, происхождение которых в настоящее время, за неимением достаточного фактического материала окончательно не выяснено (озерные отложения Тбилисского района).

Описание озерных отложений начнем с Цалка-Башкичетского района. Они здесь изучены В. Эдилашвили (392) и Л. Маруашвили (242).

В этом районе широко распространены долеритовые и делерито-базальтовые лавы четвертичного периода, излияние которых происходило на изрезанную и не подвергшуюся нивеллировке поверхность. Заполняя некоторые древние и современные ущелья рек, лавовые потоки вызывали запруживание почти всех и образование разного размера озер, отложения которых, в отличие от нижне-озерных отложений годердзской свиты, в этом районе называют верхнеозерными отложениями.

В Башкичетском районе озерные отложения имеются во многих местах, самую большую площадь занимают озерные отложения Карабулахского ущелья (к северу от с. Саджи), представленные долеритовыми конгломератами, сцементированными рыхлыми песчаниками, песками и глинами. К западу от с. Саджи выходят пески, мощностью около 2 м с косой слоистостью, наклоненной на юг и на восток под углом 15—20°. В этом же районе в долине р. Карабулахи, по данным Л. Маруашвили, имеется следующий разрез (снизу вверх):

«1. Пески сцементированные, косослоистые (15°). В них находится линза культурного слоя протяжением в 25 м, мощностью в 0,2 м. В культурном слое обнаружена палеолитическая стоянка с каменными орудиями и костями позвоночных. Видимая мощность . . . 4 м
2. Долерит . . . . . 15 м»

Для датировки озерных отложений и налегающего на них долеритового покрова, считаю нужным привести более детальную характеристику культурного слоя по материалам Л. Маруашвили (243).

«Культурный слой приурочен к верхнему горизонту песчаниковой свиты и удален от контакта с налегающей лавой не более чем на 20 см. Мощность культурного слоя 15—20 см. Остатки палеолитической стоянки включены в обожженную песчаную массу темнокрасного цвета . . . Они представлены:

1. Костяки позвоночных. Кости большею частью раздроблены с целью извлечения мозга. Целыми остались лишь зубы и позвонки.

2. Орудиями и осколками обсидиана и кремня, а также орудиями, изготовленными из кости.

3. Окатанными валунами, которые, судя по петрографическому и механическому составу, принесены человеком, представляя собой очажные камни и камни для разбивания костей.

4. Линзочками глины, представляющей видоизмененную золу костриц, кусочками древесного угля и неопределенными включениями».

Собранная фауна позвоночных обработана Н. Бурчак-Абрамовичем (243).

В большом количестве представлены остатки лошади *Equus cabalus* в меньшем количестве остатки тура *Bos cf. primigeniusis* и неопределимые птицы. Для датировки наиболее важными из них являются остатки лошади, позволяющие считать культурный слой не древнее средне-четвертичного периода.

Если учесть то положение, что долеритовые лавы Гомаретского района и их аналоги в ущельях р. р. Храми и Алгети перекрывают четвертую террасу (согласно нашей общей схеме), тогда естественно будет отнести вышерасположенные террасы V и VI к нижне-четвертичному периоду, а ниже расположенные — к верхне-четвертичному периоду.

Озерные отложения тесно связаны с Машаверским долеритовым потоком. Этот долеритовый поток, протекая по главному ущелью р. Машавера, вызвал запруживание всех притоков реки и накопление в них озерно-речных отложений. Это явление очень ясно наблюдается по многим притокам р. Машавера, начиная от с. Казрети и кончая с. Башкичети. Примером может служить речка Дамблудка, где озерные отложения мощностью в несколько десятков метров представлены слоистыми глинами, чередующимися с песками и галечниками.

Иного происхождения верхне-озерные отложения Цалкинского района. Предположение некоторых исследователей (218, 221) о происхождении их вследствие лавовых запруд не подтвердилось более детальными работами (210, 242, 392). Лавовые потоки очень широко здесь развитые и, считавшиеся четвертичными, оказались древнее верхне-озерных отложений р. Кция-Храми. Как известно, эти довольно сильно дислоцированные лавы, в настоящее время относят к годердзской свите.

На основании новых данных с совершенной беспорностью выясняется, что образование верхне-озерных отложений вызвано тектоническими причинами — они приурочены к синклинальным понижениям, образовавшимся в верхнем плиоцене или в начале нижне-четвертичного периода. Эти синклинальные понижения явно выражены геоморфологически.

Таковыми являются Бешташенское, Кирякское, Бармаксизское и Башкойское понижения. Первое их них сейчас является водохранилищем Храмгэса. Здесь мощность верхне-озерных отложений согласно данным бурения, достигает 70 м и отложения представлены: песками, глинистыми песками и гравием. Сверху они перекрыты почвенным слоем, в среднем до 1 м мощности. Общая длина Бешташенской котловины равна 27 км, а средняя ширина — 5 км, и максимальная — 9 км.

Кирякская котловина находится к северу-востоку от Бешташенской и расположена между Цалкинским и Бешташенским антиклинальными кряжами. Она вытянута в широтном направлении и имеет 10 км в длину, и в среднем, 4 км в ширину (242). Дно этой котловины также выполнено озерными и речными отложениями.

Бармаксизское понижение, в центральной части которого расположен районный центр, с. Цалка, по сравнению с первыми, имеет меньшие размеры. Оно также выполнено озерными и речными отложениями в среднем 20 м мощности.

Осушение этих озер произошло после того, как окружающие их кряжи были пропилены р. Кция-Храми и ее притоками. Р. Кция, впадавшая раньше в Бешташенское озеро, стала нераздельной частью р. Храми, пропилив западное продолжение Беденского хребта.

Много озер известно в пределах Ахалкалакского лавового нагорья. Из них главными являются Тапараванское и Табацхурское, с ними связаны маломощные озерные отложения. Они чисто запрудного происхождения: первое из них образовано лавовым потоком, спустившимися с восточного склона Абул-Самсарского хребта, а второе — лавовыми потоками г. Тавкветили. Характер и мощность отложений озер пока еще не изучены.

Очень много озерных отложений наблюдается по правобережью ущелий Ахалкалакис-цхали и Куры, — они образовались благодаря запруживанию притоков этих рек Ахалкалакским долеритовым лавовым потоком. Эти отложения также очень слабо изучены.

Б. Мефферт (253) доказывал наличие большого озера в Ахалцихской депрессии, образовавшегося вследствие запруды Куры лавовым потоком, спустившимся с плато Персати (Пирсагати) на Ахалцихскую депрессию. Однако, как показали наблюдения (109, 236), все террасы, известные в Ахалцихской депрессии, являются речными образованиями, связанными с общим развитием долины Куры. Всюду они фиксируются почти на одинаковых отметках относительно дна долины, но не на одних и тех же абсолютных отметках для различных участков ее, что ясно указывает на то, что они являются продольными древне-аллювиальными речными террасами.

Указание К. Фохта (358), С. Обручева (269) и Б. Мефферта (252) об озерном происхождении террас долины Куры в районе Боржоми, не совсем правильно. Потоки лавы в Боржомском ущелье, действительно вызвали запруживание р. Куры и накопление озерных отложений, полностью уничтоженных последующей эрозией, но с ними никак нельзя увязать происхождение долины реки Куры и ее притоков.

Здесь наблюдается другое не менее интересное явление — мы имеем в виду запруживание Куры конусом выноса горной речки Чобисхеви, бе-

рущей начало из маленьких озер Тбадзвели (Дабадзвели). Эти озера расположены на небольшом плато, образованном Табадзвельским лавовым покровом, круто обрывающимся в ущелье Куры. Река Чобисхеви, имеющая очень небольшой бассейн питания, маловодна и без участия других факторов, не могла никаким образом запрудить такую большую реку, как Кура. Здесь, по нашему представлению, основным фактором является внезапный прорыв в сторону ущелья р. Куры одного из озер Тбадзвели, давший большое количество воды и обломочного материала, устремившихся по р. Чобисхеви. В пользу запруживания Куры конусом выноса р. Чобисхеви говорят и мощные аллювиальные отложения, развитые выше с. Квабисхеви и состав этого конуса, сложенного щебенистым, слабоокатанным материалом андезитового покрова Тбадзвели, сцементированным красного цвета глинами и валунно-галечными отложениями. Большая част этого конуса выноса расположена по правобережью Куры, где в нем пробит Чобисхевский железнодорожный тоннель; небольшие останцы его имеются и по левому берегу.

Наиболее сложным и спорным является вопрос генезиса четвертичных отложений Борчалинской равнины, и особенно, Мухранской долины, осложняющейся очень слабой изученностью этого района. О наличии там мощных четвертичных отложений известно только по данным одной буровой скважины в северо-восточной части Мухранской долины.

Мухранская долина представляет собой вытянутую с северо-запада на юго-восток, почти со всех сторон замкнутую, довольно широкую депрессию. На западе она разъединяется узкой перемычкой от Тирипонской равнины, а на юге долинами р. р. Ксани и Арагви соединяется с долиной Куры. Мощность четвертичных отложений превышает здесь 65 м (по данным одной буровой скважины), но точно пока еще не выяснена. Так же не выяснен и характер отложений — является ли он чисто аллювиальным или озерным.

По мнению А. Джанелидзе, Мухранская долина имеет эрозионно-тектоническое происхождение. Это мнение полностью разделяется и мною.

В пользу участия тектонических движений в образовании Мухранской долины говорят и большая мощность четвертичных отложений и, главным образом, залегание нижних горизонтов их значительно глубже современных русловых отложений р. Рехула, Ксани, Арагви и Куры, на этом отрезке. Одновременно с опусканием Мухранской долины, повидимому, происходило поднятие, расположенных к северу и к югу от нее хребтов. Весь сносившийся с них материал накоплялся в образовавшейся депрессии.

Таким образом, история развития Мухранской долины представляется в следующем виде. После того, как произошло смятие в складки миоплиоценовых отложений и описываемый район вышел из стадии погружения,

превратившись в область поднятия, началась интенсивная эрозия и, стекавшие с южных склонов Главного Кавказского хребта реки, начали пробивать себе новые пути. При этом интересно отметить, что не все они непосредственно впадали в Куру; например, р. Рехула, выше с. Дидвела поворачивала на восток и впадала в р. Арагви, а р. р. Ксани и Нареквави были ее левыми притоками. Это предположение вполне допустимо при учете тектонической структуры Мухранской долины, представляющей большую, сложную синклинальную депрессию, которая всегда являлась опущенной частью этой области, т. е. морфология ее и тогда в общих чертах соответствовала тектонике.

До начала опускания Мухранской депрессии, р. Рехула со своими притоками производила эрозию и формирование рельефа. Затем, повидимому в результате погружения, образовалось озеро, заполнившееся водами вышеперечисленных рек. Р. Кура, протекающая в зоне соприкосновения Аджаро-Триалетской складчатой системы с молассовой зоной Грузинской глыбы, вследствие общего поднятия этой части, являлась в это время фактором интенсивной эрозии; ее долина была отделена от Мухранского озера невысоким водораздельным хребтом, сложенным верхнемиоценовыми и миоплиоценовыми глинисто-песчанистыми и конгломератовыми отложениями. Вода из Мухранского озера стекала в долину р. Куры лишь по современным ущельям р. р. Рехула, Ксани и Арагви.

В продолжение довольно длительного периода Мухранская депрессия, с одной стороны заполнялась отложениями стекавших в нее рек, а с другой — дренировалась эрозионным действием левых притоков Куры, которые за это время уже успели глубоко врезаться в упомянутый водораздельный хребет. После того, как озеро заполнилось осадками, Рехула, Ксани и Арагви нашли выход в долину Куры, став ее главными притоками.

В настоящее время Мухранская депрессия находится в стадии поднятия и вышеперечисленные реки производят вынос накопленного в прошлом материала.

Молодые четвертичные движения более четко выявляются в Борчалинской равнине, представляющей непосредственное юго-западное продолжение Караязской степи. Борчалинская равнина расстилается в юго-восточной части Артвинско-Сомхитской глыбы, спускаясь широкими амфитеатрообразными уступами в восточном направлении. Она с трех сторон (с севера, запада и юга) окаймлена горными отрогами и на востоке непосредственно соединяется с Куринской низиной. Борчалинская равнина выстлана мощными аллювиальными и пролювиальными отложениями р. Храми и ее притоков Алгети и Машавера. Все эти реки в области Борчалинской равнины имеют старческий вид, образуя четко выраженные меандры.

На основании немногочисленных и неглубоких буровых скважин, пробуренных Г. Джапаридзе с целью обнаружения водоносных горизон-

тов, выясняется, что под тонким почвенным слоем залегает мощная толща отложений, представленная чередованием глин, песков и галечников, с преобладанием первых; слои песков и галечников обычно имеют от 1 до 2 — 3 м мощности. В одной из скважин на глубине около 40 м был встречен долеритовый покров, выходящий на поверхность к западу от с. Сандари по правобережью р. Алгети.

Погружение долеритового покрова под более молоды четвертичные отложения ясно наблюдается и в долине р. Храми у с. Арухло.

Четвертичные отложения Борчалинской равнины в настоящее время совершенно не изучены. Однако известно, что в восточном направлении их мощность постепенно увеличивается, что ясно указывает на постепенное погружение восточной части Борчалинской равнины, в то время, как в остальных частях Артвинско-Сомхитской глыбы в продолжение всего четвертичного периода намечается общее поднятие. Хотя на основании существующих данных трудно судить о точных размерах этих вертикальных движений, но, принимая во внимание современную высоту долеритового потока в западных частях долин р. р. Храми и Алгети и в Борчалинской равнине, можно считать амплитуду движений в пределах 300 м.

Опускание Борчалинской равнины не имеет локального характера, как это наблюдается в Мухранской долине, а связано с общим опусканием долины Куры как в области Караязской степи, так и ниже Куринской низины.

Если вопрос о наличии озерных отложений в Борчалинской равнине продолжает оставаться спорным, то можно считать окончательно установленным ее чисто аккумулятивное образование, создавшееся в результате опускания местности и накопления речных наносов, снесенных с Триалетского и Сомхитского хребтов. Мощность этих наносов, по всей вероятности, колеблется в самых широких пределах.

Большой интерес представляют озерные отложения Тбилисского района. Здесь известно около 7 озер: три по левобережью р. Куры — Авлабарское, Кукийское, Илгунианское и четыре по правобережью р. Куры: Лисское, Черепашье, древнее Верийское и Кумисское.

Все эти озера, за исключением Лисского, расположенного в сводовой части Лисской антиклинали, приурочены к крыльям антиклинальных складок; так, Черепашье, Верийское, Авлабарское и Кукийское приурочены к северному крылу Сеид-Абадской антиклинали, а Кумисское — к южному крылу Телетской антиклинали. Отложения их детально еще никем не изучены, но общая характеристика дана впервые А. Джанелидзе (128).

Отложения бывшего Верийского озера развиты в долине р. Вера — на площади Челюскинцев, под зданием цирка, в районе Сабуртало и в районе Ваке — между Государственным Университетом им. И. В. Сталина и Сельскохозяйственным институтом им. Л. П. Берия. В восточном нап-

равлении от Гос. Университета, по данным В. Добровольского (146), они непосредственно продолжаются через парк им. Кирова, по Коргановской улице и выходят под домом № 3 по улице Ленина.

Литологически они представлены чередованием тонкослоистых ленточных глин, суглинков и песков. Под домом № 3 к этим породам примешивается также мелкощебнистые осадки. Почти везде озерные отложения перекрыты галечниками террасы р. Куры, мощностью от 2 до 5 м.

Мощность озерных отложений пока окончательно не выяснена. Скважинами, заданным Тбилсоветом в самом русле р. Вера, на 1,4 км выше устья реки, на абсолютной высоте 409,2 м, и на площади Челюскинцев на абсолютной высоте 401 м пройдены озерные отложения в первом случае до глубины 24,65 м, а во-втором — до 30 м, при чем до коренных пород скважины не дошли. Таким образом ясно видно, что озерные отложения залегают гораздо ниже устья р. Вера (389 м) — в первой скважине на 15,65 м, а во второй — на 18 м, что для объяснения генезиса озерных отложений имеет очень важное значение.

Депрессия соленых озер вытянута, приблизительно, в широтном направлении и морфологически представлена древним долинообразным понижением, ограниченным с юга высоким возвышением, сложенным моноклинально падающими на север верхнеэоценовыми, довольно крепкими глинисто-песчанистыми отложениями, а с севера менее высоким холмистым возвышением, сложенным теми же отложениями, также с северным падением. В этой долинообразной депрессии четко выделяются при более глубоких чашеобразных впадины — озера: Авлабарское, Илгунианское и Кукийское; при этом общее понижение всей депрессии направлено с востока на запад и Кукийское озеро расположено на меньших гипсометрических отметках, чем остальные два.

Интересно отметить, что междуозерные промежутки сложены коренными породами олигоцена, прикрытыми маломощными делювиальными отложениями, а озерные депрессии выполнены засоленными суглинками, глинами и болотными гуммусовыми образованиями. Мощность этих отложений пока неизвестна; в восточной части Кукийского озера Грузгеолуправлением была в 1947 г. пробурена скважина, в которой мощность озерных отложений составляет 80 м.

Кумисская депрессия расположена на южном склоне Телетского хребта. Она шире депрессии Соленых озер и также вытянута в широтном направлении. С трех сторон (с севера, запада и юга) она окружена плоскими терасированными возвышенностями, а с востока отделена небольшими перешейками от долины реки Куры. Окружающие ее возвышенности и их склоны сложены коренными верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми образованиями, а сама депрессия заполнена озерными отложениями, мощность которых не установлена.

Депрессия Лисис-тба расположена в сводовой части Лисской антиклинали. Окружающие ее невысокие гребни и дно сложены верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями, а выполнена она суглинками, глинами и болотными гуммусовыми образованиями.

Заканчивая на этом общую характеристику депрессий и связанных с ними озерных отложений Тбилисского района, необходимо в основных чертах коснуться вопроса их генезиса.

По мнению А. Джанелидзе отложения р. Вера образовались в результате экзотектонических явлений, а соленые озера — вследствие выщелачивания солей и оседания коренных пород.

Река Вера, имевшая до образования озера такой же эрозионный профиль как и в настоящее время, подмыла головы пластов эоценовых отложений, вследствие чего произошло сползание их по плоскости напластования и запруживание реки в ее устьевой части. Сползанию способствовало выщелачивание солей из маломощных гипсоносных глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками. Одновременно и по той же причине образовалось Черепашье озеро на северном склоне г. Давида. После того, как Верийское озеро было заполнено осадками до уровня Сабурталинской террасы, р. Вера и ее притоки начали переотлагать слагающий эту террасу древний аллювий Куры. Сползанием коренных пород по правобережью р. Вера, у устья р. Варазис-хеви, вызван флексурообразный прогиб пластов.

Совершенно иное объяснение происхождению озерных отложений р. Вера дает К. Добровольский. По его мнению, в силу современных тектонических причин, Телетская и, расположенная рядом с ней, Сеид-Абадская антиклиналии испытывают постоянное поднятие, а слои, слагающие их крылья, вследствие растяжения земной коры — грабенообразное опускание.

Приведенные объяснения генезиса озерных отложений, мне не кажутся убедительными. В Тбилисском районе нет никаких признаков современной или поздне-четвертичной тектоники. При наличии таковой, в первую очередь на них должны были реагировать все более древние террасовые отложения долин р. Вера и Куры. В действительности же ничего подобного не наблюдается. Не наблюдаются также и разрывы, вдоль которых могло бы происходить опускание этой чрезмерно узкой части земной коры.

Общая морфология Соленых озер бесспорно доказывает эрозионное происхождение всей депрессии, но остается необъяснимым вопрос происхождения в коренных породах отдельных замкнутых чашеобразных впадин, заполненных озерными отложениями.

А. Джанелидзе считает, что эти впадины образовались за счет выщелачивания из коренных пород озерами. Однако, следует заметить, что в районах развития верхнеэоценовых отложений нигде не замечено та-

ких скоплений гипса, полное выщелачивание которых могло бы создать пустоты больших размеров. Если даже принять среднюю мощность озерных отложений до 50 м, то общий объем выщелочного гипса получается порядка нескольких тысяч кубометров, причем скопление его должно было быть сосредоточено на сравнительно маленьких площадях. Кроме того также трудно представить прогиб или провал крепких и мощных песчано-глинистых отложений, падающих моноклинально. Однако, более приемлемого объснения этих геологических явлений, в настоящее время никем не дано. При допущении направленного с севера на юг, даже совсем молодого по возрасту надвига, в условиях неровного рельефа образование чашеобразных впадин все же удовлетворительно не объясняется.

Еще более неясным является вопрос генезиса Кумисского озера. Если в районах Соленых озер рельеф местности позволяет допустить выщелачивание солей, то здесь этой возможности нет.

3. Ледниковые образования

Впервые, следы древнего оледенения в области Малого Кавказа были констатированы Е. Кругом и К. Фохтом в районе Годердзского перевала (206, 356). Наличие их полностью отрицалось Б. Меффертом (352) и С. Кузнецовым и В. Трифоновым (219). Однако, впоследствии, в небольшой, но интересной статье Л. Маруашвили (240) было приведено достаточно данных, доказывающих наличие древнего оледенения в северных областях Малого Кавказа.

В результате наших (105, 109) и некоторых других (241) исследований накопилось достаточное количество фактов, указывающих на существование древнего оледенения в высокогорных частях Аджаро-Триалетского хребта, Ахалкалакского нагорья, Эрушетского и Арсианского хребтов.

В области Ахалкалакского нагорья на Самсарском хребте и на Мокрых горах наличие древнего оледенения было отмечено В. Эдилашвили (392) и Л. Маруашвили (240) еще в 1938 году. Затем, уже в 1945 году в этих районах работниками Спецгео Л. Маруашвили и Б. Клопотовским (241) были обнаружены бесспорные следы древнего оледенения. Так, например, по данным Л. Маруашвили на Самсарском хребте, в области вершины Большой Абул (3300 м), возвышающейся на 1200—1800 м над краем Ахалкалакского плато «врезаны три ледниковых цирка, имеющие крупные размеры. Особенно хорошо развит северо-западный цирк, наклоненный по направлению к кочевкам с. Оландерт. Ширина этого цирка свыше 2 км при такой же длине. Дно цирка покрыто моренами, среди которых различаются более древние, сплошь задернованные морены, образующие холмистый микрорельеф в более пониженных частях цирка и свежие морены, занимающие верхнюю часть пос-

леднего, лишенные почвенного и растительного покрова. Молодые морены образуют хорошо сохранившийся дугообразный вал, прорезанный эрозионной ложбиной — каналом стока ледниковых вод. Вал этот представляет конечную морену ледника, залегавшего в верхней части северо-западного цирка Б. Абул еще в последнюю стадию наступления ледников, вероятно в XVII—XIX веках. В цирке находится дно озера моренного типа на высоте 2750—2850 м над уровнем моря. С этим цирком соединяется короткий кар, выработанный в западном отроге Б. Абула. Второй обширный цирк, в котором также имеются два озера, расположен на северном склоне того безымянного массива «(Плечо Абула»), который находится к северу от Б. Абула и связан с последним узким гребнем. Наконец, третий большой цирк врезан в северо-восточный склон Б. Абула и соединяется с обширной депрессией протягивающийся в направлении к озеру Тапараван. Остальные (западные, восточные и южные) склоны Б. Абула носят признаки только слабого оледенения, оставившего скопления морен и не сумевшего, вследствие своей кратковременности и маломощности, наложить глубокий отпечаток на рельеф».

По наблюдениям автора снеговая граница Самсарского хребта опускалась до 2400—2500 м абсолютной высоты. «Последние остатки оледенения в виде небольших фирн-глетчеров существовали здесь (в кратере Самсара и в цирках Б. Абула) еще в XVIII веке. (Вахушти).

Имеются также неясные следы древнего, более мощного оледенения в виде моренного материала, спускавшегося до 2000 — 2100 м абсолютной высоты. В окрестностях с. Самсар встречены валуны с ледниковыми царапинами, но точное суждение о характере этого оледенения пока не представляется возможным, в виду недостаточности наблюдений».

В области Мокрых гор признаки древнего оледенения выступают не менее ярко. Здесь ясно выражена троговая форма рельефа». «Снеговая граница на Мокрых горах в ледниковые периоды располагалась на высотах в 2400—2500 м. Гребень возвышенности к югу от Такматашского перевала имел ледяной покров, от которого в речные долины спускались языки длиною в 1—2 км, придавшие верховьям долин корытообразную (троговую) форму. Типичные троги наблюдались нами в верховьях р. Сарфадара и ее притоке р. Сары-дара и в истоках р. Кирмызы-булаг-дере (верхнее течение р. Машавери). В этих же местах сохранились и моренные отложения в виде валунного щебня и валунных суглинков. В настоящее время Мокрые горы не имеют оледенения в собственном смысле этого понятия; однако на их восточном склоне имеются снежные пятна довольно крупных размеров, сохраняющиеся из года в год».

В области Эрушетского нагорья признаки древнего оледенения хорошо выступают на северных его склонах, где бросается в глаза общая сглаженность рельефа и необыкновенно широкое распространение валунного мате-

риала на гребнях. Эти валуны андезито-дацитовых лав не могли быть доставлены современными речками, что заставляет признать принос их ледниками, спускавшимися с вершины Шабанебели и с других высот, где имеются покровы андезито-дацитов.

По моим беглым наблюдениям, ледники Эрушетского нагорья на севере, в направлении Ахалцихской депрессии, спускались до высоты с. с. Б. Памачи, Гулялис, Цхалтбила и Орал. В этих районах наблюдается своеобразная, совершенно не отсортированная, брекчия, в некоторых местах напоминающая лавовую брекчию. Некоторые исследователи (195, 256) принимают ее даже за молодые андезитовые покровы, но внимательный осмотр легко убеждает наблюдателя в том, что брекчия является не лавовой, а скоплением валунов андезито-дацитовых лав, сцементированых суглинками. Вместе с валунами андезито-дацитов встречаются также валуны туфопесчаников и туфобрекчий среднего эоцена. Ясно, что этот материал снесен со клонов Эрушетского нагорья или ледниками или реками. Отсутствие обработанности валунов говорит скорее в пользу моренного накопления их, на основании чего я прихожу к заключению, что эти брекчии являются моренами ледников спускавшихся с массива Шабанебели.

Более убедительные данные о древнем оледенении Эрушетского нагорья имеются у Б. Клопотовского (241). «В позднe-четвертичное время, некоторые возвышенные участки Эрушетского нагорья подверглись каровому оледенению. Снеговая граница проходила здесь на высоте, не превышающей 2300—2400 м над уровнем моря. Кары, сохранившиеся до наших дней после полного стаивания ледников, сосредоточены в трех местах и приурочены к склонам северных румбов. По два крупных кара врезаны в северо-западные склоны г. г. Ван-даг и Шуакарави; диаметр их, как и остальных каров Эрушетского нагорья, колеблется от 1 до 2 км.

Наиболее мощному оледенению подвергалось верховье далины р. Ракис (исток р. Уравели-су), в котором по настоящее время сохранилось не менее десяти ясно очерченных каров, их коих девять линейно расположены на левом склоне ущелья, высоко над современным руслом реки, а один на правом склоне. Кроме того, на месте истоков р. Ракис, заложенных сейчас между г. г. Кюмбет и Хараман-тепе, существовал крупный ледниковый цирк, из которого в Ракисское ущелье сползал долинный ледник длиною около 5 км. Ледник этот подпирал вышеуказанные боковые каровые ледники. . . Два хорошо сохранившихся крупных кара, расположенные к западу и северо-западу от г. Кюмбет, имеют плоское и пологонаклоненное дно, сложенное суглинисто-каменистым моренным материалом; стенки кара, как боковые, так и задняя, видоизменились из отвесных в покате, благодаря интенсивному образованию мелкокаменистых осыпей из сланцеватой лавы, типичной для Эрушетского нагорья». По наблюдениям Клопотовского вершины Эрушетского нагорья: Кюмбет, Дохкуэ-пуар, Кара-

чагил, Тохлы-юрт, Ван-даг, Шабанебели, Шуакарави, Айрилян-баши, Акута и др. и склоны всех этих гор, за исключением небольших участков, подверглись четвертичному оледенению, благодаря чему они почти лишены скалистых обнажений и отвесных обрывов.

Явление древнего оледенения на Самсарском хребте в районе Годердзского перевала после Е. Круга и К. Фохта наблюдались мною и другими геологами.

В ущельях р. р. Дзиндза и Даниспареули имеются останцы моренных образований. В районе яйла с. Хуло сохранилась даже ледниковая штриховка.

В области Шавшетского хребта ледниковые явления имеют широкое развитие; они пока не описаны, но по устным сообщениям геологов Д. Церетели, А. Фокина и К. Гамкрелидзе, здесь в большом количестве сохранилось накопление морен. По наблюдениям последнего, ледники Шавшетского хребта в северном направлении (в ущелье р. Аджарисцхали) опускались до высоты 1400—1500 м над уровнем моря и высокие ступени, отмеченные С. Кузнецовым (215) в южной части Аджарии, сложены моренными отложениями.

В области Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов явления древнего оледенения сохранились только на крупных вершинах и на самых высоких склонах. Эти явления были отмечены сперва Л. Маруашвили, а затем и мною (240) и Б. Клопотовским (241). Детальные наблюдения имеются у Клопотовского по южной части Триалетского хребта и в гребневой части Ахалцихско-Имеретинского хребта.

«На северных склонах многих горных вершин, превышающих 2200 — 2300 м абс. высоты, а также в пригребневой зоне склонов в истоках рек, стекавших на север, сохранились остатки древне-ледниковых каров, подвергшихся сильному размыву. От размыва уцелела только западная плоско-обрывистая стенка кара и клочки его боковых стенок, тогда как дно кара уничтожено и превращено в глубокое и расширенное эрозионное верховье ущелья. Такой вид имеют кары на северном склоне горы Орта-тази (2513,5 м) обращенном к истокам р. Гуджарис-хеви, крупный кар под вершиной г. Дид-магал (2587 м), а также расширения каровидного характера в истоках р. Цабларас-цхали, г. Дид-магал и г. Мепис-цхаро (2850 м).

Кары несколько лучшей сохранности наблюдались по северному склону г. Санисло (2750 м) и на хребте к западу от перевала Цхра-цхаро. Морен или следов ледниковой обработки в исследованных карах Аджаро-Триалетии, благодаря их интенсивной денудации, не сохранилось».

Следы древнего оледенения мною были замечены также в районе высокого плоскогорья Персати, полностью сложенного андезито-дацитовым покровом. Оно со всех сторон окружено высоким обрывом, а внутри имеет блюдцеобразное очертание, являясь довольно сглаженным и харак-

теризуясь мягким рельефом. В пониженной части плато с трех сторон спускаются неглубокие овраги, имеющие очертания трога. Все это наводит на мысль, что именно это чашеобразное высокое плато было в прошлом областью питания ледников, откуда они, в виде недлинных языков, спускались на юг в направлении долины Кваблиани. Недалеко от карниза, выше с. Азих мною была обнаружена небольшая боковая морена, сложенная неотсортированным материалом андезито-дацитов. Морена имеет дугообразное очертание и лежит на хорошо сохранившемся ледниковом троге. В верхней части этот трог имеет пологое падение, а ниже очень крутое; ширина трога не превышает 25 м. Высота морены, приблизительно равна 1,5 м. Второй ледник, по моему мнению, спускался с плато Персати в сторону с. Пхеро. Сейчас трудно судить, до какой высоты вообще спускались ледники Персати, но по аналогии с Эрушетским нагорьем, надо думать, что она была порядка 1500—1600 м.

Следы, оставленные этим оледенением на современном рельефе, заставляют приурочить его к верхне-четвертичному периоду — ко времени после излияния самых молодых андезито-базальтовых и долеритовых лав Ахалкалакского нагорья, т. е. когда весь этот край Грузии был поднят до современной высоты. Таким образом, этот ледниковый покров должен быть отнесен к вюрмской эпохе оледенения.

Л. Маруашвили и Б. Клопотовский (241) дают следующую картину распространения ледникового покрова южной Грузии в вюрмской ледниковой эпохе. «В Аджаро-Триалетской горной системе ледники принадлежали к типам висячих и каровых фирн-глетчеров и были приурочены к северным склонам наиболее высоких горных массивов (г. г. Дидмагали, Нагеба, Санисло, Ошора, Каракая, Цра-цхаро, Саквела-ос-мта); снеговая граница находилась здесь на высоте 2100—2300 м над уровнем моря.

В Самсарском хребте и Мокрых горах снеговая граница располагалась на 200 м выше, но благодаря большей высоте названных орографических элементов, оледенения здесь было более обширным, чем в Аджаро-Триалетской системе. Как на Самсарском хребте, так и в Мокрых горах в максимальную фазу оледенения ледники образовали сплошную обледенелую полосу, причем в отдельных местах (на северо-западном склоне г. Самсар, в верховьях р. Сарфа-дара на восточном склоне Мокрых гор) существовали долинные ледники длиною в 3—5 км. Последние остатки оледенения сохранились в цирках Самсара и Абула до XVIII в. нашей эры (в последнюю стадию наступления ледников). Наконец, в советской части Эрушетского нагорья ледниковый покров одевал северные склоны горных массивов Грмани, Ван-даг, Харман-тепе и др.; ледники были преимущественно каровые, а в истоках р. Уравели залегал долинный ледник

длиною в 5 км; снеговая граница на Эрушетском нагорьи располагалась на высоте 2300—2400 м над уровнем моря».

Вопрос о более древнем оледенении в исследуемых областях остается пока открытым.

Также окончательно не выяснен вопрос о площади занимавшейся ледниками вюрмской эпохи и о высоте, до которой они спускались. С. Лукашевич и В. Страхов (236) отмечают моренные отложения в Ахалцихской депрессии выше с. Ацхури, на вершине и на южном склоне горы Чхирия, на абсолютной отметке около 1200 м. По моим наблюдениям, в других частях Ахалцихской депрессии ледники спускались до 1300—1500 м абсолютной высоты, а в ущелье р. Аджарис-цхали — до 1400 — 1500 м (по данным К. Гамкрелидзе). В. Тюшев (349) отмечает в Аджарии ледниковые отложения даже в прибрежной полосе Черного моря, что согласно наблюдениям моим и С. Кузнецова, не соответствует действительности.

Таким образом, на основании вышеприведенного можно заключить, что некоторые ледники вюрмского оледенения спускались приблизительно до высоты в 1300—1400 м.

Стратиграфическая схема нижне и среднеюрских отложений Таб. I.

Области, зоны, районы / Стратиграфические горизонты		Закавказская плита					
		Область Грузинской глыбы			Сбласть Аджаро-Триалетского хребта	Область Артвинско-Сомхитской глыбы	
		Дзирульский массив			Северная часть	Храмский массив	Локский массив
		Долина р. Дзирула		Долина р. Чхеримела			
Кровля		Баррем		То-же	Апт	Сеноман	То-же
Взаимоотношение		Трансгрессия, угловое несогласие		То-же	Трансгрессия	Трансгрессия, угловое несогласие	
Средняя юра	Бат	Нет		Нет	Нет	Нет	Глинистые сланцы и туфопесчаники р-на с. Ахкерпи.
	Байос	Вулканогенная свита, мощность около 2,5 км		Вулканогенчая свита, мощностью от 1 до 1,5 км	Вулканогенн. св. Мощность ?	Нет	Вулканогенная свита, мощность около 1,5 км
Нижняя юра		Несогласие		Несогласие		Глинистые сланцы, слюдистые и аркозовые песчаники и конгломераты Мощность 85 м	Несогласие
	Верхний лейас	Красные мраморовидные известняки	Мощность около 300 м	Красные мраморовидные и белые кристаллические известняки	?		Глинистые сланцы, слюдистые и кварцевые песчаники.
	Средний лейас	Красные мраморовидные известняки и серовато-зеленые мергелистые известняки		Красные известняки и слюдисто известковистые песчаники	?	Нет	Мощность около 200 м
	Нижний лейас	Гематитовые и слюдистые песчаники, аркозовые песчаники и конгломераты		Аркозовые песчаники и конгломераты	?	Нет	Глинистые сланцы, слюдистые и аркозовые песчаники, кварциты и конгломераты. Мощн. около 150 м
	Взаимоотношен.	Трансгрессия	Мощность около 200 м	То-же	То-же	То-же	То-же
	Подошва	Нижние туффиты и кристаллические породы субстрата.		Кристаллические породы субстрата.		Нижние туффиты и кристаллические породы субстрата.	Кристаллич. породы и метаморфизован. толща субстрата.

Области, зоны, районы / Стратиграфические горизонты	Грузинская глыба		Аджаро-Триалетская система		Артвинско-Сомхитская глыба
	Дзирульский массив				
	Гореша-Амашукетский район	Харагоульский район и предгорная полоса Ахалцихско-Имеретинского хребта	Северная и центральная зоны	Южная зона	Храмский массив
Кровля		Средний эоцен, олигоцен и средний миоцен	Палеоцен, средний эоцен, верхний эоцен, олигоцен средний миоцен	Палеоцен, средний эоцен и годерзская свита	Палеоцен, средний эоцен
Взаимоотношение		Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия
Датский ярус, нижний палеоцен	Нет	Зеленовато-серые, светлосерые, красноватые тонкослоистые известняки, известковистые мергели, мергели и глинистые мергели. Мощность 50—70 м	Пестроцветные мергели, мергелистые глины, глины и реже известняки. Мощность до 100 м	Пестроцветные мергели, мергелистые глины и глины Мощность до 60 м	Известняки и мергелистые известняки. Мощность 30—50 м
Сенон	Массивные и толстослоистые, слегка песчанистые, беловато-желтые известняки. Мощность 40—50 м	Белые и светлосерые толстослоистые со стяжениями дымчатого кремня и мергелистые известняки в Харагоульском районе и тонко и среднеслоистые белые и светлосерые известняки с редкими стяжениями дымчатого кремня, мергелистые известняки и мергели. Мощность 150 м	Чередующиеся, литографского типа слоистые мергели и известняки белого, бледно-зеленого и бледно-желтого цвета. Мощн. от 350 до 450 м	Порфиритовые вулканогенные образования и чередующиеся литографского типа, слоистые известняки и мергели. Мощн. более 200 м	Вулканогенные образования дацитового состава и чередование тонко и толстослоистых известняков с конкрециями белого и розоватого кремня, мергелистых известн. литограф. типа, мергелей, песчанистых известн. и песчаник. в основном белого цвета. Мощн. от 350 до 530 м
Взаимоотношение	Согласие	Согласие	Согласие	Согласие	Согласие
Подошва	Турон				

Стратиграфическая схема нижне и

Области, зоны, район. / Стратиграфическ. горизонты	Грузинская глыба		
	Дзирульский массив		
	Р-н с. Гореша	Р-н ст. Харагоули	Р-н ст. ст. Молита, Ципа
Кровля	Сенон	Сенон	Сенон
Взаимоотношение	Согласно	Согласно	Согласно
Турон	Слоистые известняки и мергели со стяжениями красного кремня. Мощность 60 м	Слоистые известняки и мергели со стяжениями красного кремня. Мощность 110 м	Слоистые известняки и мергели со стяжениями красного кремня, мощность около 100 м. Южнее—в предгорьях Ахалцихско-Имеретинского хребта—тонкослоистые мергели стально-серого цвета. Мощность 200 м
Сеноман	Кварцево-глауконитовые известняки и кварцевые пески. Мощн. 60 м.	Кварцево-глауконитовые известняки и кварцевые пески Мощн. 100 м.	Кварцево-глауконитовые известняки и вулканогенные образования верхней свиты „мтавари". Мощность в среднем 500 м
Альб	Глауконитовые песчаники и вулканогенные образования нижней свити „мтавари". Мощность около 100 м	Глауконитовые песчаники и вулканогенные образования нижней свити „мтавари. Мощность около 120 м	Глауконитовые песчаники и вулканогенные образования нижней свити „мтавари". Мощность около 100 м
Апт	Мергели глубовато-серые и мергелистые известняки. Мощность около 50 м	Мергели голубовато-серые и мергелистые известняки. Мощность около 50 м	Мергели голубовато-серые и мергелистые известняки. Вулканогенные образования Молити. Розовые известняки Ципа. Мощность до 50 м
Баррем	„Капротиновые" розовые, доломитизированные известняки, песчаники и конгломераты. Мощность 10—15 м	„Капротиновые" розовые, доломитизированные известняки, песчаники и конгломераты. Мощность 10—12 м	Слоистые „капротиновые" известняки и мергели. Мощность около 50 м
Взаимоотношение	Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия
Подошва	Нижняя и средняя юра и кристаллические породы субстрата.		

среднемеловых отложений Таб. 2

Аджаро-Триалетская система			Артвинско-Сомхитская глыба	
Северная часть	Центральная часть	Южная часть	Храмский ма сив	Локский массив
Сенон	Сенон	Сенон	Сенон	Средний эоцен
Согласно	Согласно	Согласно	Согласно	Трансгрессия
Порфиритовые вулканогенные образования, тонкослоистые мергели, реже розовые и зеленоватые мергелистые известняки с редкими стяжениями красного кремня. Мощность около 400 м	Порфиритовые вулканогенные образования, тонкослоистые мергели, реже розовые и зеленоватые мергелистые известняки с редкими стяжениями красного кремня. Мощность около 400 м	Порфиритовыя вулканогенная толща и реже известняки и мергелы. Мощность ?	Вулканогенные образования дацитового состава. Мощность более 1 км	Вулканогенные образования дацитового состава. Мощность более 1 км
Порфиритовые вулканогенные образования и очень редко слоистые мергели. Мощность в среднем 600 м	Порфиритовые вулканогенные образования и очень редко слоистые мергели. Мощность в среднем 600 м.	Порфиритовые вулканогенные образования и очень редко слоистые мергели Мощность ?	Вулканогенные образования дацитового состава и грифоидные известняи, мергели и конгломераты. Мощн. около 1 км	Вулканогенные образования дацитового состава и рудистовые известняки, мергели, песчанки и конгломер. Мощ. ок.1,5км.
Порфиритовые вулканогеные образования и реже мергели. Мощность 400 м	Порфиритовые вулканогенные образования и реже мергели. Мощность 400 м	Нет	Нет	Нет
Мергели и реже вулканогенные образования.	Нет	Нет	Нет	Нет
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Трансгрессия	?	Трансгрессия	Трансгрессия	Трансгрессия
Средняя юра.	?	Кристаллические породы субстрата.	Лейас и кристаллические породы субстрата.	Байос, лейас и кристаллические породы субстрата.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНОВЫ

Стратиграфические горизонты / Области, зоны, районы	Грузинская глыба			Аджаро-Триалетская систе			
				Северная зона		Центральная зона	Южная зона
	Колхидская зона	Двирульская зона	Молассовая зона	Гурийская подзона	Кавтисхевская подзона	Тбилисско-Сартичальская подзона	Ахалцихская депрессия
Кровля	Средний и верхний миоцен и плиоцен	Средний миоцен	Нижний миоцен	Средний и верхний миоцен и плиоцен	Нижний миоцен	Средний и верхний миоцен и плиоцен	Нижний миоцен
Взаимоотношение	Трансгрессия	Трансрессия	Согласие	Трансгрессия	Согласие	Трансгрессия	Согласие
Олигоцен	Гипсоносные глины майкопского типа, реже песчаники. Мощность около 2000 м.	Гипсоносные глины майкопского типа, реже песчаники. Мощность около 2000 м	Гипсоносные глины майкопского типа и песчаники. Мощность?	Конгломераты, песчаники и гипсоносны глины майкопского типа. Мощность около 400 м	Гипсоносные глины майкопского типа и песчаники Мощность около 1 км	Гипсоносные глины майкопского типа и песчаники. реже песчаники. Мощность около 2,5 км	Гипсоносные глины и песчаники. Мощность до 1 км
Верхний эоцен-приабон	Мергели и глины	Нет	?	Фораминиферовые мергели, биотитовые туфы, глинисто-песчанистые и вулканогенные отложения. Мощность до 1 км	Конгломераты иуммулитовые песчаники, сланцеватые глины и мергели и биотитовые туфы (р-н Гори). Мощность 1.2 км	Песчаники, глинистые песчаники и глины. Мощность 1,5 км	Конгломераты, нуммулитовые песчаники и глинисто-мергелистые сланцы, мощностью около 400 м и глинисто-песчанистые и вулканогенные образования (адигенская свита). Мощность до 1 км
Оверзский ярус	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Чередование тонкослоистых туфов, туфопесчаников, туфобречкий и сланцеватых и отчасти плитняковых мергелистых глин, мергелистых песчаников и кремнисто-глинистых песчаников (верхняя слоистая туфогенная и мергелисто-песчанистая свита) мощность около 300 м
Средний эоцен	Нет	Нет	Известняки и мергели сел. Урбниси	Андезитовая вулканогенная толща: массивная и грубослоистая вулканогенная толща, нижняя слоистая пестроцветная туфогенна 5 км. В восточной части Телетского хребта „конгломераты запут. напластования“ и мергелисто-туфогенная			
Нижний эоцен и палеоцен	Нет	Нет	Нет	Флишевые отложения; известняки, мергели, известковистые глины и песчаники и реже конгломераты, общей мощностью до 2 км. В районе южной части Телетского хребта и вулканогенные образования кислого состава.			
Взаимоотношение	Несогласие	Несогласие	?	Несогласие		В синклинальных депрессиях—согласие, в антиклиналях—несогласие	Несогласие
Подошва	Мезозойские отложения	Меловые и среднеюрские отложения	?	Пестроцветная свита датского яруса и палеоцена и верхнемеловые карбонатные отложения		Пестроцветная свита датского яруса и палеоцена и верхнемеловые карбонатные и вулканогенные отложения	Верхнемеловые карбонатные

А Л Е О Г Е Н О В Ы Х О Т Л О Ж Е Н И Й

Табл. 4

с к а я с и с т е м а		Артвинско-Сомхитская глыба			
Южная зона		Асуретская зона	Болнисская зона	Джавахетская зона	Артвинская зона
Ахалцихская депрессия	Манглисский район				
Нижний миоцен	—	Средний миоцен	—	Средний и верхний миоцен (годердзская свита)	—
Согласие	—	Трансгрессия	—	Трансгрессия	—
Гипсоносные глины и песчаники. Мощность до 1 км		Гипсоносные глины майкопского типа и песчаники. Мощность?	Нет	Гипсоносные глины и песчаники. Мощность?	—
Конгломераты, нуммулитовые песчаники и глинисто-мергелистые сланцы, мощностью около 400 м и глинисто-песчанистые и вулканогенные образования (адигенская свита). Мощность до 1 км	Конгломераты, глинисто-песчаниетые отложения и вулканогенные образования Мощность до 1 км	Конгломераты, глинисто-песчанистые отложения.	Нет	Конгломераты, песчаники и глинисто-мергелистые сланцы. Мощность ?	?
Чередование тонкослоистых туфов, туфо-песчаников, туфобречкий и сланцеватых и отчасти плитняковых мергелистых глин, мергелистых песчаников и кремнисто-глинистых песчаников (верхняя слоистая туфогенная и мергелисто-песчанистая свита) мощность около 300 м	Нет	Нет	Нет	Нет	?
., нижняя слоистая пестроцветная туфогенная свита. Мощность от 3 до ипут. напластования" и мергелисто-туфогенная свита		Нет	Вулканогенные образования, реже нуммулитовые известняки и песчаники. Мощн. 1,5 км	Массивные вулканогенные образования. Мощность ?	Массивные вулканоген. образования. Мощность ?
онгломераты, общей мощностью до 2 км. огенные образования кислого состава.		Нет	Нет	Нет	Нет
Несогласие		?	Несогласие	?	?
Верхнемеловые карбонатные отложения		?	Меловые, средне и нижнеюрские отложения и кристаллические породы субстрата	?	?

III. ВУЛКАНИЗМ

В геологическом строении территории Грузинской ССР, в особенности ее южной части, большую роль играют различные образования магматического происхождения. С ними связаны многочисленные рудные и нерудные месторождения большой народнохозяйственной важности. Целью настоящей главы является дать общую краткую характеристику только постпалеозойского вулканизма, учитывая, что домезозойский вулканизм по мере возможности, уже охарактеризован нами выше. Некоторые процессы мезо- и кайнозойского вулканизма были также затронуты выше, но для полноты картины и для представления об общем развитии проявлений вулканизма придется кое-что повторить и дополнить.

В постпалеозойское время, проявления вулканизма имеют место в юре, в мелу, в палеогене, в неогене и, наконец, в четвертичном периоде, иными словами, наблюдается почти непрерывная магматическая деятельность. Кроме того, устанавливается чередование эффузивных фаз с интрузиями, причем первые почти всегда связаны с опусканием Аджаро-Триалетской геосинклинали и соседних с нею областей, а вторые — со складкообразованием, то есть с орогеническими фазами.

Весь накопленный по вулканизму Грузии и, в частности, приуроченный к интересующему нас району материал, в настоящее время суммирован и проанализирован в трудах Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (37), Г. М. Заридзе (60), Г. С. Дзоценидзе (145) и Н. И. Схиртладзе (338). Имеются многочисленные работы по отдельным интрузиям и вулканогенным образованиям.

Описание процессов вулканизма дается нами в хронологическом порядке.

1. ТРИАССКИЙ (?) И НИЖНЕЛЕЙАССКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканические процессы триаса (?) — нижнего лейаса впервые были выявлены в Грузии мною и Г. М. Джигаури еще в 1928 году, в долине р. р. Дзирула и Квирила. Тогда же были установлены континентальный характер вулканогенных образований, их в основном кислый, кварцпорфировый состав и наличие в основании толщи, в ущелье р. Квирила (по левому берегу) довольно мощного покрова черной мандельштейновой породы.

В отличие от залегающих выше вулканогенных образований байоса, эта свита была названа «нижними туффитами».

Впоследствии П. Топурия (348), а затем И. Кахадзе и Г. С. Дзоценидзе (143) отнесли к нижним туффитам кварцпорфировую свиту Чиатурского района. Гораздо позднее, в 1938 году, совершенно аналогичные образования были обнаружены мною и В. Я. Эдилашвили (392) в южной части Храмского массива и этим пока исчерпываются сведения, о распространении вулканогенных образований этого периода.

Стратиграфическое положение и общий геологический характер нижних туффитов были описаны выше и мы здесь на них не задержимся, и непосредственно перейдем к вопросу об общем петрографическом характере этих образований. В этом направлении они более или менее детально исследованы Г. С. Дзоценидзе (145), подразделившим их в ущелье р. Нарула на четыре литологических горизонта (снизу вверх): 1. Горизонт светло-серых туфов, 2. Горизонт зеленовато-фиолетовых туфов, 3. Горизонт красновато-бурых туфов и 4. Горизонт зеленых туфов.

Общая мощность нижних туффитов получается равной 1000 м; но на мой взгляд, она преувеличена.

Микроскопическое исследование нижних туффитов показало, что «материал для всех горизонтов толщи одинаков и представлен туфами кварцпорфиров и кварцевых альбитофиров, причем каждый верхний горизонт обязательно содержит обломки туфов нижележащего горизонта.

Таким образом наше первоначальное заключение о кислом петрографическом характере нижних туффитов полностью подтверждается детальными исследованиями Г. Дзоценидзе.

Следует заметить, что далеко не все разновидности пород нижних туффитов исследованы микроскопически. Остался неизученным упомянутый выше мощный покров черной породы диабазового типа. С другой стороны, указанная Г. Дзоценидзе в долине р. Нарула последовательность горизонтов, не наблюдается в более восточных частях их распространения, где имеют место резкое уменьшение мощности нижних туффитов и обогащение их гранитным материалом. Уменьшение мощности толщи, повидимому, вызвано в основном, трансгрессивным залеганием лейаса, хотя не исключена возможность и первоначального выклинивания толщи в восточном направлении, тем более вероятного, что нижние туффиты имеют чисто континентальное происхождение и, по всей вероятности, не перекрывали полностью всю сушу Дзирульского массива. В естественных обнажениях ясно видно, как нижние туффиты заполняют все неровности этой древней суши. Очевидно, восточная часть Дзирульского массива тогда занимала более высокое гипсометрическое положение, что доказывается также чередованием ту-

фогенных горизонтов с горизонтами гранитных конгломератов и кварцево-аркозовых песчаников, включающих линзы огнеупорных глин.

Нижние туффиты Храмского массива петрографически не исследованы, но по макроскопическим признакам мало отличаются от нижних туффитов Дзирульского массива. Породы нижних туффитов и здесь представлены грубослоистыми, голубоватыми и зеленовато-буроватыми туфобрекчиями и изредка сероватыми или зеленоватыми плотными туфопесчаниками. Встречены также кварцпорфировые и порфиритового типа покровы, определенно указывающие на кислый характер извержений того времени и полную их аналогию с таковыми Дзирульского массива.

До настоящего времени ни здесь, ни в Дзирульском массиве, не установлены центры извержения нижних туффитов. Однако приуроченность извержений к суше и к небольшим и неглубоким водоемам, сомнений не вызывает, но неизвестно, насколько широко они распространялись. Не выяснена также и соответствующая интрузивная фаза. Ввиду того, что нижние туффиты, во времени отделены перерывом от среднего и, вероятно также и нижнего лейаса и, тем более от средней юры, первый цикл послепалеозойского вулканизма, в исследуемой области можно считать ограниченным одними туффитами.

2. СРЕДНЕЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Наиболее мощным и в то же время широко распространенным по всему Закавказью является среднеюрский вулканизм. В исследуемых нами областях он развит на Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыбах. В области Аджаро-Триалетской геосинклинали юрские образования вообще неизвестны. Однако, если принять во внимание широкое развитие среднеюрской вулканогенной толщи в Дзирульском массиве, откуда она распространяется в сторону Аджаро-Триалетской геосинклинали, а также, судя по косвенным данным, развитие ее в южной части района Артвинского массива и западнее его, в районе Трапезунда, не исключена возможность существования толщи, приблизительно, того же петрографического состава в основании геосинклинальных отложений мела, во всяком случае, в северной части Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В среднеюрском вулканизме различаются две фазы извержения — эффузивная и интрузивная. Первая фаза представлена мощными вулканогенными образованиями, связанными с общим погружением всех исследуемых областей, а вторая — с образованием гранитоидных интрузивов, связанных с общим поднятием, то есть с орогеническими движениями.

Южная периферия Дзирульского массива

На южной периферии Дзирульского массива вулканогенная толща средней юры петрографически детально изучена С. С. Чихелидзе (382). Им же, с меньшей детальностью, изучены гранитоидные породы Хевской неоинтрузии, тщательно исследованные Г. М. Заридзе (155). На основании данных указанных авторов приводится ниже краткая характеристика этих образований.

А. Эффузивная фаза

Вулканогенная свита байоса

С. Чихелидзе по характеру плагиоклазов делит породы вулканогенной свиты байоса на две группы: а) породы с первичными основными плагиоклазами и б) породы с альбитизированными плагиоклазами, а по составу цветных минералов — на три основные группы: а) авгитовые, б) авгитово-роговообманковые и с) роговообманковые. Вулканогенная свита байоса ущелья р. Чхеримела (Молитский район) и Чорчанского района, в общем основного характера. Сравнивая вулканогенную серию южной периферии Дзирульского массива с ее аналогами в других районах, С. Чихелидзе замечает, что в типах пород резко выраженной закономерности образования не наблюдается; выделенные типы не приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам.

В этой связи следует заметить, что во-первых, С. Чихелидзе изучены неполные разрезы южной периферии Дзирульского массива (разрез в долине р. Дзирула от с. Шроша до с. Дзирула) и во-вторых, в изученных районах вулканогенная свита байоса представлена только своей средней и то неполной частью. Все нижние и верхние горизонты толщи общей мощностью около 1,5 км здесь отсутствуют. По этой причине также вполне естественно, отсутствие в южной части вулканогенной свиты Дзирульского массива нижнего спилитового и верхнего горизонтов, имеющих согласно исследованиям Г. Дзоценидзе (145) в других районах распространения данной свиты широкое развитие. Вулканогенная свита южной периферии Дзирульского массива по петрографическому характеру стоит очень близко к средним горизонтам данной серии других районов.

В. Интрузивная фаза

Хевис-Джварская интрузия

Хевис-Джварская гранитоидная интрузия имеет штокообразную форму залегания. Она прорывает древние кристаллические породы Дзирульского

массива и вулканогенную свиту байоса и несогласно перекрывается нижнемеловыми отложениями. Общая площадь гранитоидной интрузии в плане составляет 60 кв. км. Интересно отметить, что интрузия внедрена поперек самой приподнятой части крупной Молитской антиклинали, вследствие чего она имеет удлиненную форму, не по направлению оси складки, а вкрест ее простирания. Это обстоятельство позволяет мне предположить наличие поперечного разлома и внедрение в него гранодиоритовой интрузии.

Для пересмотра распространенного мнения о батском возрасте Хевис-Джварской интрузии и связи ее с батской орогенической фазой (155), я никакими новыми данными не располагаю.

Г. Заридзе (160) выделяет в основном теле интрузива две разновидности: светлую и темную.

Первая по составу отвечает банатиту, а вторая характеризуется темной окраской и более мелкозернистым строением и встречается лишь на периферии массива, при чем главная непрерывная полоса ее обнажается только в районе с. Ципа, начиная от р. Ципис-цхали. Эта полоса, по указанию автора, продолжается и под порфиритовой свитой, то есть она приурочена к контакту интрузива с порфиритовой свитой.

Этой породе дается название кварцевого диорит-порфирита, а в случае гипидиоморфно-зернистой структуры — кварцевого диорита.

Хевис-Джварская интрузия сечется аплитами и кварцевыми и меланократовыми жилами.

Контактные видоизменения, вызванные Хевис-Джаварской интрузией, характеризуются по разному. В байосской вулканогенной свите в контактно-преобразованных порфиритах, по данным автора, «наблюдается обогащение породы кварцем, биотитом, апатитом, эпидотом и хлоритом, образующим в некоторых случаях мелкозернистые скопления, особенно характерные для биотита и кварца. Таким образом, контактовое воздействие вызывает окварцевание, биотитизацию, эпидотизацию и хлоритизацию боковых пород».

Экзоконтактовые явления в древних кристаллических породах выявляются в изменениях структур гранитоидов; они приобретают гранобластическую, гломеробластическую и роговообманковую структуру. Для них характерны также образование кварца, в виде мозаичных скоплений, и биотизация.

В том же районе, Г. Заридзе выделяет кварцевые порфириты, секущие байосскую вулканогенную свиту и не секущие Хевис-Джварскую интрузию. По мнению автора, образование этих кварцевых порфиритов предшествовало образованию пород Хевис-Джварской интрузии.

Локский массив

В пределах Артвинско-Сомхитской глыбы среднеюрский вулканизм хорошо известен только в районе Локского массива. Согласно данным исследований последних лет здесь представлены как эффузивная, так и интрузивная фазы и таким образом устанавливается полная аналогия с Дзирульским массивом. В первую очередь рассмотрим эффузивную фазу.

А. Эффузивная фаза

Вулканогенная свита средней юры

В Локском массиве эффузивная фаза среднеюрского вулканизма в своих более ранних проявлениях отличается от таковых Дзирульского массива. Взамен спилитовых лав в низах вулканогенной толщи северной части Локского массива развиты кварцпорфировые лавы с угловым несогласием перекрывающие лейасские отложения и согласно переходящие в вулканогенную порфиритовую серию байоса. Дайки кварцпорфиров разной мощности и направления, прорывают лейасские отложения. Эти дайки были ошибочно приняты геологом В. А. Комар (194) за внутриформационные покровы лейасского возраста, что не согласуется с наблюдаемыми фактами. Ими вызваны контактовые воздействия на лейасские отложения как в лежачем, так и в висячем боках и они имеют совершенно иные элементы залегания. Кроме того, в ущелье Лок-чай со всей ясностью наблюдается несогласное залегание кварцпорфировых покровов на глинистых сланцах лейаса.

Плохая обнаженность района не позволяет точно установить действительную мощность кварцпорфирового покрова. Видимая неполная мощность покрова превышает 20 м. В северном направлении он несогласно перекрывается сеноманскими отложениями и, таким образом, в разрезе отсутствуют вулканогенные породы порфиритовой свиты. Однако, в западном направлении эти последние постепенно появляются между сеноманскими отложениями и кварцпорфировым покровом, перекрывая его совершенно согласно.

В покрове кварцпорфира очень хорошо выражена столбчатая отдельность. Петрографически порода не изучена. Макроскопически она сероватая. Из основной массы хорошо выделяются бипирамидальные кристаллы светлого кварца и реже идиоморфные кристаллы роговой обманки. Часто наблюдаются порфировые включения светлых полевых шпатов. Почти во всех обнажениях покровы кварцпорфиров сильно изменены гидротермально — они окварцованы и сульфидизированы.

Вышележащая часть вулканогенной свиты байоса Локского массива, по общему петрографическому характеру, не отличается от вулканогенной свиты Дзирульского массива, хотя детального петрографического исследования первой еще никем не производилось. Сравнительно полно она изучена

В. Грушевым (120) и затем В. Комар, выделившей нижние горизонты вулканогенной свиты под названием «нижних порфиритов»:

Туфопесчаники и туфобрекчии по составу вулканогенного материала отвечают породам андезитового ряда.

Выше «нижних порфиритов» байосского возраста В. Комар выделяет так называемую аллавердскую свиту песчаников и песчанистых сланцев, с подчиненными им вулканическими брекчиями. По общему петрографическому характеру аллавердская свита ничем не отличается от «нижних порфиритов», за исключением того, что в нижних горизонтах преобладают песчаники и сланцы, содержащие обломки порфиритов. В них встречаются зеленоватые и буроватые вулканические брекчии. Более богата вулканическим материалом шихтинская фация аллавердской свиты, характеризуемая обилием туфового материала и значительным количеством вулканических брекчий, мандельштейнов, андезитовых и базальтовых порфиритов и их туфов.

В. Комар относит аллавердско-шихтинскую серию пород, на основании фауны, найденной В. Грушевым в Аллавердском районе, к верхнему байосу и к бату. По указанию автора, в Аллавердском районе наблюдается местное несогласное налегание этой серии на нижние порфириты.

Выше аллавердско-шихтинской серии В. Комар выделяет третью — шулаверскую свиту (вулканогенно-осадочную), представленную вулканическими брекчиями и туфами, порфиритами, конгломератами, туффитовыми песчаниками и сланцами. Породы этой свиты имеют более кислый характер, чем порфириты байоса. Среди порфиритов В. Комар различает андезитовые порфириты, роговообманково-плагиоклазовые, плагиоклазовые, реже пироксен-плагиоклазовые и дацитовые порфириты. Она относит эту свиту к бату, верхней юре и нижнему мелу.

Приходится констатировать, что В. Комар допустила в данном случае явную ошибку. На основании описания разрезов и геологической карты можно легко установить, что в шулаверской свите она объединяет совершенно разновозрастные вулканогенные породы байоса, сеномана и среднего эоцена. По ущелью р. Шулавери, в районах с. с. Чанчахи, Джилиза и Ходжорни и далее на восток развита вулканогенная толща, в которой найдена характерная для сеномана фауна (см. стр. 177). На северном склоне г. Ляльвар автор включает в шулаверскую свиту нижнюю часть вулканогенной толщи в которой мною найдены среднеэоценовые нуммулиты (93). Остальная часть шулаверской свиты относится к вулканогенной свите байоса.

Таким образом пока не подтверждается, по крайней мере, на основе данных, приводимых В. Комар, наличие в Борчалинском районе верхней юры и тем более нижнего мела.

Понятно, почему петрографический состав «шулаверской свиты», заклю-

чающей основные породы средней юры и среднего эоцена и кислые сеномана, имеет смешанный характер.

Таким образом, в области Локского массива, вулканогенная толща средней юры обладает таким же петрографическим характером, как и синхроничная с нею толща Дзирульского массива. Исключение представляет лишь нижняя часть толщи (начальная фаза вулканизма), где развиты кислые породы: кварцевые альбитофиры.

Б. Интрузивная фаза

Гранитоидные интрузии

В области Артвинско-Сомхитской глыбы интрузивная фаза среднеюрского вулканизма представлена в районе Локского массива гранитоидными интрузиями, секущими палеозойские и юрские образования. Гранитоидные неоинтрузии в этом районе были впервые обнаружены мною и В. Эдилашвили в 1935 году (93). Мы на первых порах им приписывали третичный возраст, но впоследствии, в результате дополнительных исследований, я пришел к заключению о более древнем — среднеюрском возрасте этих интрузивов (108).

Несмотря на то, что места внедрения этих интрузивов в юрские отложения мною были указаны, Г. Заридзе (160), а затем В. Комар (194), *наличие в Локском районе выходов неоинтрузивных тел отрицают*. Указанное мною сечение гранитоидными интрузивами лейасских и байосских образований ими нигде обнаружено не было. Однако наличие неоинтрузий в Локском массиве не может вызывать сомнений. Они выходят здесь в ядре Джандарской антиклинали. Эта интрузия мною называется Перпенджанской.

В ущелье р. Перпенджан, со всей ясностью видно в естественных обнажениях, как Перпенджанская интрузия сечет конгломераты и глинистые сланцы лейаса. Подобная картина наблюдается и по ущелью Баратис-хеви, где красные аплитовидные граниты прорывают слюдистые глинистые сланцы. К северу от Собачьего моста, по левому берегу р. Перпенджан, в одной из балок ясно видно прорывание вулканогенной свиты байоса гранитоидной интрузией. В интрузивном теле очень много ксенолитов вулканогенной свиты байоса. Ксенолиты сплошь ороговикованы, хотя в них все же заметна первоначальная слоистость.

Краевая фация гранита здесь представлена крупнозернистым кварцпорфиром. Подобные породы пользуются большим распространением в северо-восточной части самого Локского массива, где они прорывают древние кристаллические породы. Эти неоинтрузии носят повсеместно аплитовидный характер и в поле их очень трудно отличить от древних аплитовидных грани-

тов. По этой причине на моей геологической карте обозначаются только площади их распространения, а не точные контуры их отдельных выходов.

Существование неоинтрузивов в ущелье р. Перпенджан подтверждается также исследованиями Т. Казахашвили (1946 г.).

Наши немногочисленные образцы неоинтрузивов этого района были изучены под микроскопом П. Топурия (93), обнаружившим, что их главными составными элементами являются альбит и кварц. Калиевый полевой шпат представлен в породе очень слабо. Из акцессорных минералов встречается только апатит. Вторичные минералы представлены серицитом, пелитовым веществом. Последовательность выделения минералов нормальная, но не резко выраженная. Более идиоморфными являются альбиты. В большинстве случаев они представлены полисинтетическими двойниками. Угол погасания плагиоклазов в разрезе перпендикулярно РМ = 12°, что соответствует плагиоклазу № 5. Плагиоклазы очень выветрелы. Калишпат представлен в малом количестве и сравнительно свеж. Кварц в породе содержится в достаточном для гранитов количестве; обыкновенно он не раздроблен и не носит следов волнистого погасания; содержит в большом количестве точечные включения. Привлекает внимание взаимоотношение кварца и полевого шпата: полевые шпаты часто резорбированы кварцем. По своей характеристике порода наиболее подходит к аплит-гранитам.

Почти таким же характером обладают неограниты и в других обнажениях и только порода, взятая из ущелья р. Баратис-хеви определена, как кварцевый диорит. Она интересна также тем, что в ней ясно выражен катаклаз.

Контактовые явления в окружающих породах, вызванные неоинтрузиями, выражены очень хорошо. В первую очередь привлекают внимание интенсивное окварцевание и сульфидизация лейасских и байосских отложений вдоль северной периферии Локского массива. По всей вероятности, с этими интрузиями связано Дамблудское полиметаллическое оруденение.

Вулканогенные породы байоса настолько изменены в контакте, что в большинстве случаев с трудом удается установить их первичный характер. Вероятно именно этим объясняется, что В. Комар (194) совсем отрицает наличие выходов байосских вулканогенных пород в северной части Локского массива. Петрографические исследования Т. Казахашили (174[а]) с несомненностью доказывает существование этих образований в ущелье р. Дамблудки.

То обстоятельство, что Перпенджанская интрузия нигде не прорывает сеноманские образования, очень близко к ней подходящие и несогласно перекрывающие сульфидизированную и измененную зону байосской вулканогенной толщи, а также отсутствие в самих сеноманских отложениях вдоль контакта с этой измененной зоной каких либо гидротермальных изменений,

приводят меня к выводу о досеноманском возрасте Перпенджанской интрузии. По аналогии с Хевис-Джварской гранитоидной интрузией, ее правильнее всего считать так же батской.

На основании всего вышеизложенного, среднеюрский магматический цикл как в Дзирульском, так и в Локском массивах, оказывается представленным эффузивной фазой байоса и интрузивной фазой бата.

3. МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ

В течение периодов верхней юры и нижнего мела в исследуемых областях можно констатировать полное затишье в вулканической активности. Небольшая вулканическая деятельность, имевшая место в кимеридже (во время образования пестроцветной свиты) в северо-западной части Грузинской глыбы (130), не находит выражения в изученной мной части Артвинско-Сомхитской глыбы. Однако, за последнее время, некоторые исследователи (194) выделяют в южной части района Садахло верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенные образования. Я считаю такое выделение совершенно не доказанным приводимыми этими исследователями данными, несмотря на то, что проявление верхнеюрской вулканической деятельности в других областях Артвинско-Сомхитской глыбы (Аллавердский и Дашкесанский районы) можно считать твердо установленным.

Что же касается Аджаро-Триалетской системы, где юрские и нижнемеловые образования вообще неизвестны, нельзя сказать ничего определенного о верхнеюрском и нижнемеловом вулканизме. На основании аналогии с прилегающими к ней областями — Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыбами нужно допустить в эти периоды и здесь полное затишье в вулканической деятельности, нарушаемое лишь в верхнем апте и, в особенности, в среднем мелу, когда вулканическая деятельность пробуждается со всей интенсивностью. Среднемеловая вулканическая активность, подобно среднеюрской, проявляется во всех геотектонических зонах, но в особенности в Аджаро-Триалетской геосинклинали и на Артвинско-Сомхитской глыбе. В области Грузинской глыбы мы имеем дело только с отголосками вулканической деятельности Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Магмы, питающие указанные геотектонические зоны, резко отличаются друг от друга; в области Аджаро-Триалетской геосинклинали излились андезито-базальтовые лавы, относящиеся к недифференцированной магме чисто геосинклинального характера, а в области Артвинско-Сомхитской глыбы — лавы кислой, дифференцированной магмы.

После этого краткого введения рассмотрим вулканогенные формации мела по отдельным геотектоническим зонам.

А. Эффузивная фаза

Южная периферия Дзирульского массива

Среднемеловые вулканогенные образования

На южной периферии Дзирульского массива вулканическая деятельность начинается в верхнем апте и почти непрерывно продолжается до конца сеномана. Наличие в туронских карбонатных отложениях (Харагоули и др. районы) частых небольших линз отбеливающих глин вулканогенного происхождения, типа гумбрина, мы рассматриваем как отзвук мощной вулканической активности Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Петрографический характер вулканогенных образований южной периферии Дзирульского массива изучен в последнее время Г. Дзоценидзе (145). Нижняя вулканогенная толща им изучалась в окрестностях с. Лаше по левобережью р. Чхеримела, а верхняя — в Молитском районе. Ниже приводится краткая петрографическая характеристика их по данным Г. Дзоценидзе (145).

«Свита — пишет он, — состоит исключительно из грубообломочных брекчий, состоящих, главным образом, из материала разных порфиритов. Грубообломочным брекчиям подчинены прослои песчаников, мелкообломочных брекчий и конгломератов. Размеры обломков в брекчии часто достигают нескольких метров и поэтому в обнажении иногда оставляют впечатление сплошного лавового выхода.

1. Авгито-роговообманко-лабрадоровые порфириты . . . 44%
2. Авгито-лабрадоровые порфириты 24%
3. Плагиоклазовые порфириты 7%
4. Туфы конгломератовые 8%
5. Глауконитовые песчаники 15%
6. Кварцево-хлоритовые роговики 2%

Таким образом главную массу составляют роговообманковые и авгитовые порфириты в количестве 68—70% всей массы обломков.

В верхней части толщи выделяется покров в 40 м мощностью эффузивной породы, оказавшейся пироксено-плагиоклазовым порфиритом. Мощность этого покрова постепенно увеличивается, начиная от ущелья р. Зварес-цхали по направлению к Ципа и достигает 80—100 м против старой станции Бежетубани, по левобережью р. Чхеримела.

Общий петрографический характер пород дает основание автору отнести их к андезитовой или андезито-базальтовой магме.

Что касается центров извержения, я полагаю, что один из них находится по левобережью р. Чхеримела в небольшой балке к юго-западу от церкви с. Лаше. Здесь морфологически выделяется небольшая конусовидная горка, сложенная целиком роговообманковыми порфиритами, проры-

вающими аптские отложения. По общим макроскопическим признакам порфириты эти ничем не отличаются от вулканических пород нижней туфогенной толщи. Этот конус Г. Дзоценидзе не был осмотрен. Не исключена возможность, что второй центр извержения пород, уже сеноманского возраста, находится в районе с. Бежетубани в самом ущелье р. Чхеримела, где наблюдаются многочисленные дайки порфиритовых пород, прорывающие аптские и альбские отложения и указанный выше мощный порфиритовый покров. Большая мощность, грубообломочный и массивный характер вулканогенов сеномана и, наконец, мощный порфиритовый покров здесь, также служат признаками близости центра излияния этих образований.

Вулканогенная толща сеномана на южной периферии Дзирульского массива прослеживается в восточном направлении непрерывно до с. Ципа, где фациально замещается кварцево-глауконитовыми известняками. К северо-востоку от Ципа и, далее, в Сурамском районе в сеноманских отложениях очень часто встречаются обломки слабоокатанных туфогенных пород и порфиритов, макроскопически сходных с породами вулканогенной толщи сеномана ущелья р. Чхеримела.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Средне- и Верхнемеловые вулканогенные образования

В области Аджаро-Триалетской геосинклинали наличие вулканогенной толщи мела, как выше отмечалось, было впервые мною установлено в 1933 году.

Выходы ее большей частью приурочены к сводам крупных антиклиналей, или к крупным надвигам.

Краткое петрографическое описание вулканогенных толщ Горийского и Хведуретского районов этой геосинклинали дается в труде М. Варенцова (71), а более полное, охватывающее большую часть Аджаро-Триалетской геосинклинали, — Г. Дзоценидзе (145).

На основании их данных ниже приводится общая петрографическая характеристика вулканогенной толщи по отдельным частям геосинклинали.

1) Северная периферия геосинклинали

На *северной периферии* Аджаро-Триалетской геосинклинали вулканогенная толща мела выходит в двух районах: в районе с. Дапнара и ущелье р. Чхеримела. Детальные разрезы их и общая петрографическая характеристика толщи Молитского района даны выше. Здесь мы только дополнительно отметим, что по петрографическому характеру вулканогенных пород

этот район является переходной зоной от Грузинской глыбы к Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Вулканогенная толща района с. Дапнара, занимая небольшую площадь, обнажается в ядре опрокинутой и надвинутой на север антиклинали. В южном крыле этой антиклинали она, согласно перекрывается верхнемеловыми известняками, вместе с которыми уходит на юг под мощные палеогеновые отложения геосинклинали. Обломки эффузивных пород встречаются в вышележащих карбонатных отложениях турона (145). Размеры их в брекчиевидных известняках колеблются в пределах 1—1,5 м. Обломки, большею частью, представлены роговообманково-лабрадоровыми порфиритами, реже альбитофирами, кварцевыми диоритами и пелитовыми туфами. Туфы вулканогенной толщи являются агломератовыми туфами, в которых известковый цемент присутствует в незначительном количестве.

Вулканогенная толща этого района по химико-минералогическому характеру, по заключению Г. Дзоценидзе, представлена породами средней кислотности — диорито-андезитового ряда — и характеризуется распространением роговообманково-андезитовых и, в меньшей мере, биотито-андезитовых разностей.

2) Центральные районы геосинклинали

Вулканогенная толща мела пользуется наибольшим распространением в центральной части геосинклинали. Петрографически она изучалась только в двух районах — Хведуретском и Цителкалакском.

В Хведуретском районе она хорошо обнажена в ущелье р. Хведуретисцхали в ядрах Хведуретской и Сацхенисской антиклиналей, где непосредственно залегает на аптских мергелях и согласно перекрывается верхнетуронскими и сенонскими мергелями и известняками.

В нижней части толщи залегают альбитовые туфы и туфобрекчии, которые (145) «состоят из материала альбитовых порфиритов (спилитов) с авгитом или без него»... Над этими альбитовыми туфами и туфобрекчиями налегают более темноокрашенные слои с отдельными прослоями сероватых песчаников.

В верхней части залегают слои грубозернистого туфа и туфобрекчии или туфоконгломерата.

В бассейне р. Тедзами вулканогенная толща мела изучена только в районе Цителкалаки. Здесь она обнажена в сводовой части антиклинали; сверху перекрыта среднетуронскими мергелями, а подошва ее нигде не обнажена. Г. Дзоценидзе отмечает, «что в бассейне р. Тедзами меловые эффузивы в толще играют подчиненную роль по сравнению с пирокластолистами. Среди последних лишь в одном месте встречена лавовая брекчия, а чаще они представлены туфобрекчиями». По петрографическому составу

(145), породы вулканогенной толщи Цителкалакского района стоят очень близко к породам Хведуретского района.

3) Южная периферия геосинклинали

(район с. Гумбати)

На южной периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали выходы вулканогенной толщи зафиксированы в двух пунктах — к северу от с. Гумбати и в верховьях р. Тетроби на южном склоне г. Чобарети. В обоих районах толща залегает в ядре опрокинутой на юг большой антиклинали. В отличие от центральной и северной части геосинклинали, вулканогенная толща здесь поднимается до маастрихтского яруса. Подошва толщи и здесь не обнажена.

Петрографически изучены некоторые образцы из Гумбатского разреза. Они также представлены авгитовыми и роговообманковыми порфиритами и их туфами (145), сходными с породами из других разрезов толщи Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Воздерживаясь пока от выводов, переходим к описанию вулканогенной толщи Артвинско-Сомхитской глыбы.

Артвинско-Сомхитская глыба

Средне- и верхнемеловые вулканогенные образования

В области Артвинско-Сомхитской глыбы меловая вулканогенная толща обладает необыкновенно широким развитием между Локским и Храмским массивами, откуда на восток уходит под четвертичные отложения Борчалинской равнины, на западе несогласно перекрывается молодыми лавами Цалкинско-Башкичетского района и, частично, среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, а на севере — верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Толща трансгрессивно перекрывает юрские отложения и согласно сменяется верхнесенонской карбонатной свитой. Общая мощность ее достигает 2,5 км.

Данная толща первыми исследователями относилась к палеозою (379) или к юре (317); средним мелом она впервые была датирована К. Габуния (93). Впоследствии мною и В. Эдилашвили (102) был установлен ее более точный возраст. Нижняя граница толщи не спускается ниже сеномана, а верхняя доходит до среднего сенона.

По литологическим признакам (93) толща подразделяется на две свиты: нижнюю — сеноманскую и верхнюю — турон-нижнесенонскую. Сеноманская свита в свою очередь делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Первая, нижележащая подсвита представляет весьма сложный комплекс отложений. Главными составными частями ее являются туфобрекчии, мергели и мраморовидные известняки. Вулканогенные образования состоят, как из темнозеленых или темносерых туфобрекчий и туфопесчаников, так и из коричневатых тонкослоистых туфопесчаников и песчанистых глин. Среди тех и других встречаются покровы порфиритов.

Вторая, вышележащая, подсвита сеномана представлена мергелистой и песчанистой фациями.

Верхняя, турон-сенонская свита в литологическом отношении является очень сложным и пестрым по своему составу образованием, будучи в основном сложенной чередующимися туфобрекчиями, туфопесчаниками и кварцпорфировыми покровами. Все указанные породы очень богаты кварцем.

Меловая вулканогенная свита Артвинско-Сомхитской глыбы связана с с кислыми эффузивами, чем очень резко отличается от синхроничной толщи Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Несмотря на такое широкое развитие, толща петрографических исследована очень слабо. Некоторые внутриформационные покровы изучены Т. Казахашвили (174а). Породы нижней свиты толщи в районе Опрети-Садахло более детально изучены Г. Дзоценидзе (145), по данным которого они оказались из ряда кислых эффузивов и их туфов. Основные эффузивы были встречены всего в одном месте в виде маломощного покрова и туфов.

Нижняя часть сеноманской вулканогенной толщи состоит из кварцевых и бескварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров и их туфов. Туфы представлены агломератово-кристаллическими, кристаллическими и пелитовыми разностями.

Выше следуют те же вулканогенные породы, но около с. Ходжорни выходят черные, плотные базальтовые породы авгит-лабрадоровых порфиритов мощностью в 5 м (93). В этом же районе выходят пелито-псаммитовые туфы, среди которых преобладают агломератово-кристаллические, состоящие из смешанного материала лабрадорового порфирита и кварцевого альбитофира.

Вулканогенные породы турона Чатахского района также представлены туфами и лавами кварцевого порфира и бескварцевого альбитофира (93). Кварцевые порфиры содержат значительное количество ортоклаза, иногда пертитового. Для пород этого района характерно интенсивное окварцевание и импрењяция гематитом.

В. Интрузивная фаза

Артвинско-Сомхитская глыба

Эта фаза меловой вулканической деятельности в исследованных геотектонических областях точно не установлена. Ни на южной периферии Гру-

зинской глыбы, ни в Аджаро-Триалетской геосинклинали интрузии этого возраста не известны.

В области Артвинско-Сомхитской глыбы выходит большое количество мощных даек кварцпорфиров, альбитофиров и отдельные штокообразные тела дацитовых интрузивов, секущих всю вулканогенную толщу мела. Они петрографически изучаются П. Киласония. По нашим наблюдениям (93) прорывающие кварцпорфировые и альбитофировые дайки дацитовые интрузии относятся к более поздней фазе извержения. Вследствие того, что подобные породы в районе г. Локи секут и среднеэоценовые вулканогенные образования, их долго считали третичными. Г. Дзоценидзе и Г. Заридзе, на основании петрографического сходства их с породами самой вулканогенной толщи мела, склонны считать их также образованиями мелового возраста. Я со своей стороны, считаю нужным добавить, что, если кварцпорфировые и альбитофировые дайки являются корнями и подводящими каналами вулканогенной толщи мела, т. е. относятся к той же эффузивной фазе, то этого нельзя сказать в отношении дацитовых интрузивов, прорывающих их всех и в этом случае, подобно тому, как и при среднеюрской магматической деятельности, по моему мнению, эти интрузии нужно связать с какой либо орогенической фазой. Поскольку эффузивная деятельность длится почти непрерывно до маастрихтского яруса, будет естественнее приурочить дацитовые интрузии или к предмаастрихтской орогенной подфазе или же к самой ларамийской орогенной фазе, тем более, что эта последняя ясно устанавливается у нас почти повсеместно. Принимая во внимание, что сенонские суборофазы у нас пока еще твердо не установлены, я склонен связать дацитовые интрузии именно ларамийской орофазой, отнеся их к датскому и к нижне- палеоценовому времени.

Общее геологическое описание кварц-альбитофиров и дацитов дается в работе К. Габуния и моей (93), и потому мы здесь ограничиваемся одним их кратким описанием.

1. Кварцевые альбитофиры

Кварцевые альбитофиры пользуются исключительно широким распространением в районе и почти всюду представлены разной мощности дайками с идеально-выраженной столбчатой отдельностью. Среди кварцевых альбитофиров различаются две разновидности. В первой из них хорошо видны невооруженным глазом бипирамидальные кристаллы кварца. Порода обнажается в виде отвесных стен, создавая положительный рельеф. Во второй разновидности невооруженным глазом кварц не виден, под микроскопом его много, хотя и меньше, чем в первой. Дайки этой разновидности легко выветриваются и, большей частью, создают отрицательный рельеф.

2. Дациты

Дацитовые интрузии по сравнению с кварц-порфировыми дайками имеют гораздо меньшее распространение. Они обнаружены в районе г. Болниси, в окрестностях с. с. Капанахчи, Болниси и Баличи и в ущелье р. Гурджилари. Порода светлосерая, макроскопически очень резко отличающаяся от кварц-порфировых пород. В беловатой или слегка неплово-серой основной массе выделяются белые полевые шпаты и черные роговые обманки в виде порфировых выделений.

Интересно отметить, что дациты всюду свежи и сравнительно с окружающими породами очень слабо выветрелы. Они представлены или в виде коротких даек, или в виде куполов. В первом случае для них характерна столбчатая отдельность, а во втором — параллелепипедальная и вместе с тем порода более полнокристаллическая.

Кроме этих пород мы (93) выделили в этом районе дайки ортофиров, но, как показали детальные петрографические исследования Т. Казахашвили ([174а]), это альбитофировые дайки.

На основании вышеприведенного фактического материала можно сделать следующие выводы:

1. Вулканизм мелового периода (от верхнего апта до палеогена) носит во всех исследуемых геотектонических зонах исключительно интенсивный характер, в особенности ярко выраженный в Аджаро-Триалетской геосинклинали и Артвинско-Сомхитской глыбе. В результате вулканической деятельности на дне претерпевавших общее неравномерное погружение бассейнов, была излита большая масса лав и было выброшено огромное количество пирокластического материала, что обусловило накопление вулканогенных толщ громадной мощности.

Обоснованность указанного геотектонического расчленения ясно подтверждается также и общим петрографическим составом вулканогенных толщ.

2. Согласно петрографическим исследованиям Г. Дзоценидзе (145) устанавливается, что:

а) «Вулканогенная толща Аджаро-Триалетии представлена роговообманковыми и бедными авгитом порфиритами и их туфами андезитового или андезито-базальтового состава. По химическому составу это — лавы с резко выраженным известково-щелочным составом, характерным для древних и современных вулканов орогенных зон. В Аджаро-Триалетской геосинклинали они играют роль спилито-порфиритовой формации, так называемых офиолитов геосинклинальных гор».

б) Вулканогенная толща Артвинско-Сомхитской глыбы сложена кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами, представляющими альбитизиро-

ванные дациты и их туфы и по химическому составу являются продуктами кислой магмы.

Первичным типом пород этого вулканогенного комплекса следует считать дациты с разновидностями, переходящими с одной стороны в липариты (содержат небольшое количество калишпата) и с другой в андезиты (малокварцевые и бескварцевые разности). Более основные типы пород для этой толщи весьма редки и не характерны.

Данная глыба расположена между двумя геосинклиналями (Армянская геосинклиналь на юге и Аджаро-Триалетская на севере) и извержение здесь кислых эффузивов и интрузивов связано с кислой и более дифференцированной легкой гранитной магмой, скопившейся под глыбой, благодаря ее меньшей погруженности в симатическую зону, чем соседние геосинклинали. Общее погружение Артвинско-Сомхитской глыбы в средне- и верхнемеловое время связано с развитием указанных геосинклиналей (в основном с опусканием их) и с нагрузкой, созданной накоплением мощных вулканогенных толщ.

3. Извержение более основных лав и их пирокластолитов в области Аджаро-Триалетской геосинклинали, по всей вероятности, связано с другой, более тяжелой недифференцированной магмой, в которой происходило погружение основания геосинклинали и выдавливание на дне геосинклинали этой магмы в виде лав и их пирокластолитов.

4. Вулканическая деятельность южной части Грузинской глыбы тесно связана с Аджаро-Триалетской геосинклиналью.

Здесь вулканические центры излияний лав приурочиваются или к контактовой полосе или к самой геосинклинали. Вулканогенная толща петрографически представлена в основном роговообманково-андезитовыми разновидностями и отличается от вулканогенной толщи самой Аджаро-Триалетской геосинклинали присутствием темного силиката в виде роговой обманки, отсутствием или незначительным содержанием авгита и наличием плагиоклаза ряда андезина, реже лабрадора до № 55—60.

Приуроченная к самой Грузинской глыбе вулканогенная толща (Кутаисский район — свита «мтавари») представлена серией оливиновых базальтов — натровых трахитов, которая «характерна для островов центральной части Тихого и Атлантического океанов, а иногда для передовых областей (форландов) орогена». (145).

5. В петрографическом отношении вулканогенные образования Артвинско-Сомхитской глыбы «эквивалентны лейасским кварцевым альбитофирам Дзирульского массива, которые также образовались на Грузинской глыбе в первый период развития геосинклинали Большого Кавказа». (145).

По моему мнению, было бы точнее в этом случае назвать Грузинскую глыбу Закавказской плитой, поскольку нижние туфиты известны и в области Артвинско-Сомхитской глыбы.

6. Меловой магматический цикл, так же, как и юрский, заканчивается интрузивной фазой, выявленной только в области Артвинско-Сомхитской глыбы. Однако, не исключена возможность, что при более детальных исследованиях интрузии того же возраста будут обнаружены и в области Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Палеогеновый (доверхнеэоценовый) вулканизм

Развитие Аджаро-Триалетской геосинклинали в палеогене неразрывно связано с ее мощной вулканической деятельностью. Я различаю в ней два магматических цикла: 1) верхнепалеоценово-среднеэоценовый и 2) верхнеэоценовый. Наиболее мощным является первый — среднеэоценовый.

Вулканогенные образования (в основном среднеэоценовые), связанные с первой вулканической деятельностью, развиты, кроме Аджаро-Триалетской геосинклинали, также и в области Артвинско-Сомхитской глыбы, но обладают гораздо меньшими мощностью и площадью распространения.

Верхнеэоценовая вулканическая деятельность проявляется, как в Аджаро-Триалетской геосинклинали, так и в переходной к ней — Гурийско-Кавтисхевской подзоне.

А. Эффузивная фаза

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

1. Верхний палеоцен

Вулканогенная толща верхнепалеоценового возраста известна в долине р. Алгети в районе с. Асурети (392), где залегает над флишевыми отложениями палеоцена и перекрывается сверху флишевыми же отложениями нижнего эоцена. В южном направлении — в Храмском ущелье, она залегает непосредственно на верхнемеловых отложениях. Мощность всей толщи достигает 200 м.

По данным В. Эдилашвили (392), вулканогенная толща представлена андезитами, их брекчиями и туфами.

Некоторые образцы из этой толщи изучены Г. Дзоценидзе, согласно данных которого (145), нижние горизонты «состоят не из основных базальтвоых или андезито-базальтовых лав, а из пород дацитового типа». Эти эффузивы дацитового состава «характеризуют собой кислую начальную фазу палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетии, проявившуюся на границе с Сомхитской глыбой». Такой вывод автора полностью согласуется с моей геотектонической схемой. Именно эти вулканогенные образования развиты в полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской геосинклинали с Артвинско-Сомхитской глыбой.

В самой Аджаро-Триалетской геосинклинали (в восточной ее части) широко развита палеоцен-нижнеэоценовая флишевая свита. Как показали наши исследования (см. выше), она не содержит внутриформационных вулканогенных образований, что полностью подтвердилось детальными петрографическими исследованиями Г. Дзоценидзе.

Вулканическая активность снова проявляется только в самой верхней части нижнего эоцена и достигает максимума своего развития в среднем эоцене. Три четверти (если не более) всей площади Аджаро-Триалетской складчатой системы покрыты этими мощными вулканогенными образованиями.

Первая и наиболее полная геолого-петрографическая характеристика вулканогенных образований Аджаро-Триалетской складчатой системы в целом дана экспедицией СОПС'а Академии Наук СССР, возглавлявшейся С. Кузнецовым, под общим петрографическим руководством Д. Белянкина.

В последние годы полное литолого-петрографическое исследование всех вулканогенных толщ, слагающих Аджаро-Триалетскую геосинклиналь с суммированием всего существующего материала, произведено Г. Дзоценидзе (145) и приводимая краткая петрографическая характеристика этих толщ дается на основании указанного труда.

2. Среднеэоценовая вулканогенная толща

Эта толща нами подразделяется на три свиты: 1) нижнюю слоистую туфогенную свиту, 2) грубообломочную и массивную туфобрекчиевую свиту и 3) верхнюю слоистую туфогенную свиту. Общая мощность всей толщи варьирует в пределах 3—5 км. К низу толща согласно переходит в нижнеэоценовые флишевые отложения, а кверху несогласно перекрывается верхнеэоценовыми (приабонскими) образованиями. Наибольшим развитием она пользуется в западной части геосинклинали, где представлена максимальной мощностью, а в восточной части постепенно дегенерирует (Телетский хребет).

Вся вулканогенная толща среднего эоцена представлена чередованием туфопесчаников, туфобрекчий, туфоконгломератов и внутриформационных андезитовых покровов. Последние в основном приурочены к средней части толщи. Количество и мощность их постепенно увеличиваются с востока на запад; в восточной части они встречаются в виде единичных случаев, а в центральной и в западной частях — развиты почти повсеместно.

Петрографически толща детально исследована только в центральной и западной частях геосинклинали.

а. Нижняя слоистая туфогенная свита обнажается в сводовых частях крупных антиклиналей. В центральной части геосинклинали она залегает непосредственно на флишевых отложениях, или на верхнемеловых образова-

ниях, а в северной части всюду залегает над верхним мелом или надвинута на более молодые третичные отложения.

Детальные разрезы слоистой туфогенной свиты составлены и петрографически изучены Г. Дзоценидзе (145) в Боржомском и Маяковском (Багдадском) районах. По петрографическому составу вулканогенные породы этих районов оказались совершенно тождественными.

В Маяковском районе в нижней слоистой туфогенной толще автор отмечает пять внутриформационных покровов. «Макроскопически они представлены темносерыми, иногда мандельштейновыми породами. Под микроскопом все характеризуются офитопорфировой структурой, и состоят из лабрадора и авгита».

Эти внутриформационные покровы по петрографическому составу совершенно тождественны покровам, (встречающимся в вышележащей туфобрекчиевой свите.

б) Грубослоистая массивная туфобрекчиевая свита широко развита в западной части Триалетского хребта и еще шире — в Ахалцихско-Имеретинском и Аджаро-Гурийском хребтах. Она совершенно согласно перекрывает нижнюю слоистую туфогенную свиту, а выше сама согласно перекрывается (в области Ахалцихской депрессии) верхней слоистой туфогенной свитой, а в остальных частях несогласно — верхнеэоценовыми (приабонскими) нуммулитовыми песчаниками.

Более или менее полное петрографическое описание этой толщи дается Г. Беликовым (28). В настоящее время наиболее детальное изучение произведено Г. Дзоценидзе (145). По данным обоих авторов составлена нижеследующая краткая петрографическая характеристика.

Вулканогенная толща среднего эоцена — пишет Г. Дзоценидзе, — «слагается из ясно — или грубослоистых, иногда почти неслоистых пирокластолитов и чередующихся с ними андезитовых и андезито-базальтовых покровов и небольшого количества секущих или согласных жил того же состава...

Пирокластолиты играют резко подчиненную роль. Среди пирокластолитов, в отличие от туфогенного флиша (нижняя слоистая туфогенная свита П. Г.), господствующее положение занимают псефитовые пирокластолиты, в виде туфобрекчий и агломератных туфов. Последние путем уменьшения размеров слагающих обломков дают переходные разности к псаммитовым туфам, которые в толще встречаются сравнительно редко, как в виде агломератных, так и агломератно-кристаллических разновидностей. Псаммитовые туфы в этой толще играют резко подчиненную роль. Очень редко попадаются прослои известковых пород, содержащих микрофауну...

Количество лавовых покровов (внутриформационных П. Г.) не одинаково в разных разрезах. В разрезе Боржоми—Чобисхеви всего встречено 3 покрова, а в разрезе Боржоми—Ахалдаба 10 покровов. Максимальная

мощность покровов 100 м, минимальная 2 м». В Ахалцихско-Имеретинском и Аджаро-Гурийском хребтах максимальная мощность некоторых покровов нередко достигает 200 м. На северных склонах Эрушетского нагорья, где среднеэоценовая вулканогенная толща пользуется широким развитием, совершенно не выяснены ни общий характер самой вулканогенной толщи, ни количество и мощность внутриформационных покровов. То же самое приходится указать и относительно вулканогенной толщи Шавшетского хребта, в составе которой они также пользуются исключительно широким развитием.

Вулканогенная толща, развитая в южной части Аджаро-Триалетской геосинклинали, петрографически еще совершенно не изучена.

Внутриформационные покровы Г. Дзоценидзе разделяет по петрографическому составу на два типа: 1) светлосерые авгитовые покровы с белыми фенокристаллами плагиоклаза, при почти полном отсутствии макроскопически видимого авгита, и 2) с многочисленными фенокристаллами авгита. Первый тип приурочен к низам толщи, а второй — к верхам. Первые породы под микроскопом характеризуются бедностью авгитом и цеолита в породе очень мало. Вторые являются меланократными породами, богатыми авгитом, всегда содержащими большое количество цеолитов. Они определяются как цеолитовое микрогаббро, иногда содержащее биотит.

Г. Дзоценидзе описал жильные породы из Боржомского ущелья, представленные авгит-лабрадоровыми, иногда альбитизированными, цеолитизированными микрогаббро, по минералогическому составу вполне аналогичные верхним черным андезито-базальтам, от которых они совершенно не отличаются макроскопически. Поэтому он считает их жилой фацией вулканической фазы, давшей верхние андезито-базальты.

В вулканогенной толще среднего эоцена очень часты шаровые лавы, особенно широко развитые в Ахалцихском районе и впервые описанные еще Абихом. В последнее время эти лавы изучались в ущелье р. Уравели В. П. Петровым (37). Они залегают в самой вулканогенной толще и являются внутриформационными. В них очень хорошо выражена радиально-лучистая столбчатая отдельность.

В районе Телетского хребта известны многочисленные выходы темносерой породы, описанной Г. Смирновым (323). Некоторые исследователи считают их лакколитами и приписывают им эруптивный генезис. Внутриформационное их залегание было установлено впервые А. Джанелидзе, считающим многочисленные выходы этой породы останцами одного покрова внутри самой вулканогенной толщи эоцена, что впоследствии полностью подтвердилось наблюдениями других исследователей — И. Качарава (185), М. Варенцова (71) и др.

По данным Г. Смирнова, породы этих отдельных выходов весьма сходны между собой и определяются, как андезито-базальты.

В эоценовой вулканогенной толще Аджарии Г. Беликов (27) разли-

чает шесть типов пород: 1) авгитовые и 2) роговообманковые порфириты, 3) кератофиры, 4) базальты, 5) долериты и 6) калибазальты. Первые три образуют покровы в среднем эоцене; базальты и долериты — верхнетретичного или четвертичного возраста, а калибазальты, по мнению Г. Дзоценидзе (145) — верхнеэоценового возраста.

Авгитовые порфириты Г. Беликов микроскопически расчленяет на 1) авгит-лабрадоровые, с некрупными вкрапленниками авгита и плагиоклаза и со стекловатым базисом и 2) лабрадоро-авгитовые, с крупными вкрапленниками, главным образом, лабрадора и мелкокристаллическим базисом.

По мнению Г. Дзоценидзе вторые несколько старше первых, так как выходы их приурочены к наиболее низким горизонтам вулканогенной толщи.

Роговообманковые порфириты отмечены Г. Беликовым лишь в четырех местах и их геологическое положение не совсем ясно.

К кератофирам автором относятся породы, обнажающиеся у устья р. Чорохи. Они характеризуются витрофировой основной массой с вкрапленниками плагиоклаза № 38. В основной массе различаются альбит № 1—4, иногда сферолитовый, ортоклаз, хлорит, апатит, авгит, скелеты магнетита и вторичные — кальцит и кварц.

Кислые липаритовые туфы, описанные С. Левченко (228) в нижнем течении р. Вицхе и близ с. Дзегви, по моим данным, — определенно мелового (туронского) возраста и не имеют никакого отношения к эоценовым вулканогенным образованиям.

Среднеэоценовые породы Бакурианского района (близ перевала Цхрацхаро) исследованы Н. Смирновым (330), отнесшим их к андезитам.

Таков общий петрографический характер всей вулканогенной толщи среднего эоцена Аджаро-Триалетской геосинклинали. Хотя, как мы выше отметили, эта толща петрографически изучена только в некоторых районах ее распространения, однако общий характер всей толщи позволяет допустить, что она сохраняет свой петрографический состав в остальных районах и в этом отношении больших отклонений ожидать не следует.

с. Верхняя — слоистая туфогенная свита петрографически совершенно не исследована. Она, как нами уже отмечалось, совершенно постепенно переходит в описанную выше туфобрекчиевую свиту, являясь непосредственным и естественным ее продолжением. Сверху свита несогласно перекрывается верхнеэоценовыми (приабонскими) отложениями.

В этой свите, наряду с вулканогенными образованиями, большое место занимают нормальные морские осадки кремнисто-глинистых песчаников, песчаных сланцев, мергелистых сланцев и мергелей. Таким образом ясно наблюдается ослабевание и под конец периода полное затухание вулканической деятельности среднего эоцена.

Без специальных исследований очень трудно судить о петрографиче-

ском составе вулканогенных пород этой свиты, но, судя по макроскопическим признакам, можно с уверенностью сказать, что они ничем не отличаются от вулканогенных пород нижележащих свит. Возможно, что наблюдаемое в верхнем эоцене некоторое обогащение магмы калием, началось еще в этой фазе извержения. Вполне допустимо, что описанные Г. Беликовым (27) калибазальты из Аджарии, представляют собой аналоги верхней слоистой туфогенной свиты Ахалцихского района, а не верхнеэоценовых вулканогенных образований, как предполагает Г. Дзоценидзе (145).

Артвинско-Сомхитская глыба

Среднеэоценовые вулканогенные образования

В области Артвинско-Сомхитской глыбы среднэоценовая вулканическая дяетельность выражена много слабее, чем в Аджаро-Триалетской складчатой системе. Толща, связанная с этой деятельностью, здесь имеет небольшое распространение и мощность (максимум 1 км). Она развита на Сомхитском хребте (вершины Ляльвар и Лок и в районе Дманиси (Башкичети). В районе г. Ляльвар она впервые была выделена и петрографически изучена В. Грушевым (120), а в Дманисском районе (в окрестностях г. Шиндляр) — В. Эдилашвили (392).

В целом вся свита, за исключением нижней части, сложена авгит-лабрадоровыми порфиритами и их пирокластолитовыми туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и в этом отношении очень похожа как на вулканогенную толщу байоса, так и на вулканогенную толщу среднего эоцена Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Образование на Артвинско-Сомхитской глыбе вулканогенной толщи тесно связано с одной стороны с вулканической деятельностью в Аджаро-Триалетской геосинклинали и с другой — в Армянской. Не вызывает сомнения вовлечение в этот процесс Артвинско-Сомхитской глыбы силой нисходящих движений, вызвавших общее погружение указанных геосинклиналей, вследствие чего произошло объединение их в один общий широкий бассейн.

Вулканогенную свиту Артвинско-Сомхитской глыбы следует считать образованной в условиях аналогичных с нижней свитой «мтавари» (альба) южной части Грузинской глыбы, а не образованием геосинклинального характера. Несравненно более слабая дислоцированность здесь этих отложений, (чем в указанных геосинклиналях), свидетельствует о том, что Артвинско-Сомхитская глыба в эоцене оставалась неподатливой геотектонической единицей.

В области Грузинской глыбы вулканическая деятельность нижнего палеогена не известна. На этом мы заканчиваем общий обзор эффузивной

фазы палеоцен-среднеэоценового магматического цикла и ниже, даем в общих чертах характеристику интрузивной фазы этого цикла.

В. Интрузивная фаза

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

1. Интрузивные и некоторые жильные породы

В области Аджаро-Триалетской складчатой системы известно большое количество интрузий и жил разного петрографического состава, но не все они детально исследованы. Наиболее спорным является вопрос о возрасте большинства из них. Особенно это касается интрузий и жил, секущих только нижнепалеогеновые (доверхнеэоценовые) отложения — сиенитовых интрузий Гурии и Аджарии, габбро-диоритовых интрузий и пластовых интрузий и жил диабазов всей Аджаро-Триалетской складчатой системы. Большинство исследователей им приписывает или нижнеолигоценовый или нижнемиоценовый возраст. Однако, в настоящее время, на основании исследований (145) галек сиенитовых пород, в основании верхнеэоценовых отложений, выясняется доверхнеэоценовый возраст сиенитовой интрузии.

Таким образом, если не все, то большую часть сиенитовых интрузий Аджарии и Гурии, можно бесспорно отнести к доверхнеэоценовому возрасту и приурочить к среднеэоценовому магматическому циклу.

Таким образом, произведя разграничение доверхнеэоценовых интрузий, мы приступаем к их краткой характеристике.

1) *Диабазовые пластовые интрузии и жилы*

Диабазовые пластовые интрузии и жилы Аджаро-Триалетского хребта были впервые подробно описаны С. В. Обручевым.

Позже их более полное петрографическое исследование дал Б. Беликов (28). В настоящее время они детально изучены Г. Дзоценидзе (145).

На основании данных этих исследователей, ниже приводится их краткая петрографическая характеристика.

Как уже было указано, все диабазового типа пластовые интрузии и жилы тесно связаны с распространением флишевых отложений палеоцена и нижнего эоцена. Они внедрены в эти отложения пластовыми жилами разной мощности от 0,4 до 50 м. Исключение составляет цеолитовое габбро Гвердзинети (ущелье р. Дзами), внедренное в нижние горизонты нижней слоистой туфогенной свиты среднего эоцена.

Большое количество жил приурочено к ущельям р. р. Тана и Куры—в западной части Триалетского хребта.

В ущелье р. Тана они в основном выходят в ее правых притоках: Болванис-хеви, Церетис-цхали, Дре и др.

По ущелью Болванис-хеви имеется два, параллельно вытянутых интрузивных тела, смятых в антиклинальную и синклинальную складки.

По данным Б. Беликова (28) порода из более центральных частей интрузива полно и крупнозернистая, голубовато-серого цвета с различимыми невооруженным глазом голубоватыми полевыми шпатами, пироксеном и биотитом.

По минералогическому и химическому составу Б. Беликов называет эту породу оливиновым габбро, причем наблюдается непрерывный переход от порфировой разности — в оливиновое габбро; это явление вызвано магматической дифференциацией внутри отдельного интрузивного тела.

В общем сохраняют такой же характер пластовые интрузии и в других районах бассейна р. Тана.

Пластовые интрузии диабазовой группы Боржомского района подробно описаны Г. Дзоценидзе (145).

Из приведенных данных диабазовые пластовые интрузии и жилы я условно отношу к последней — интрузивной фазе среднеэоценового вулканизма, мотивируя это кроме того, тесной связью подобных пород с сиенитовыми интрузиями Аджарии и Гурии.

2) Синитовые и габбро-диоритовые интрузии

В области Аджаро-Триалетской складчатой системы в настоящее время известно большое количество сиенитовых и габбровых интрузий, которые следует отнести к интрузивной фазе среднеэоценового вулканизма.

а) Сиениты

Сиенитовые интрузии часто встречаются в западной части системы — в Аджарии и в Гурии. Они все приурочены к среднеэоценовой вулканогенной толще, претрепевающей сильное контактовое изменение, выраженное пиритовой пропилитизацией.

Наиболее крупными из многочисленных выходов являются Мерисские и Вакисджварские интрузии.

Мерисские интрузии сложены породами от наиболее кислых кварцевых сиенитов и гранодиоритов до диоритов и габбро-диоритов. В их распределении нет строгой закономерности: габбро-диориты большею частью тяготеют к периферии массива. В некоторых случаях наблюдается обратная картина, — более кислые дериваты магмы — сиениты и кварцевые диориты занимают периферическую часть и к центральной части постепенно переходят в диориты и габбро-диориты.

Вакисджварские сиенитовые интрузии обнажаются в ущельях рр. Натанеби и Бжуджа двумя сравнительно крупными массивами. Они здесь также внедрены в среднеэоценовую вулканогенную толщу.

По данным Д. Белянкина и В. Петрова (37) весьма любопытными являются экзоконтакты неоинтрузии: «при движении от центра массива к его периферии — типичная сиенитовая порода центральных участков постепенно уступает место сиенит-аплитам краевых частей»...

Описания других более мелких сиенитовых массивов Аджарии и Гурии мы здесь не приводим, отсылая заинтересованных читателей к детальной их характеристике в работах Д. С. Белянкина и В. П. Петрова.

б) Габбро-диоритовые интрузии

Выходы габбро-диоритовых интрузивов в небольшом количестве сосредоточены в центральной — наиболее сжатой — части Аджаро-Триалетской складчатой системы и вовсе отсутствуют в восточной части. Наиболее крупными из них являются Квиранская диоритовая и Ханисцхальская габбро-диоритовая интрузии.

Первая из них была обнаружена А. Сарминым (313) в 1932 году, а вторая мною в 1943 году.

Квиранская диоритовая интрузия, или как ее также называют, Дзамская, обнажается в верховьях р. Сатердзе (правый приток р. Дзама) в районе г. Квирана. Она прорывает верхнемеловые известняки и среднеэоценовые вулканогенные образования, сложенные в антиклинальную складку. Все эти отложения контактно изменены интрузией. Известняки преобразованы в магнетитовые скарны, а туфопесчаники — в пятнистые породы. Кроме основного интрузива здесь также много жил, секущих как массив, так и вмещающие породы.

Петрографически породы Дзамского диоритового интрузива более или менее детально исследованы В. Еремеевым и Р. Петровым (151).

Связанные с Дзамской интрузией, многочисленные жилы представлены крупнозернистым диорит-порфиритом и мелкозернистым авгитовым порфиритом; последний является более поздним образованием.

В экзоконтактной зоне Дзамского интрузива имеются интересные магнетитовые скарны, описанные теми же авторами (151).

В ущельях рр. Абухало и Имер-хеви (в с. Бани) имеются выходы небольших интрузий габброидных пород черного цвета, богатых роговой обманкой и биотитом; они прорывают все доверхнеэоценовые образования и дают изолированные выходы; петрографически они еще никем не исследованы.

Самый восточный выход интрузивной породы в Триалетском хребте встречен близ с. Гостибе (102).

Гостибская неоинтрузия широтного простирания и пластообразной формы залегания. Она обнажается между сс. Верхнеула и Кабери,

имея общую длину по простиранию в 10 км, *при мощности от* 100 до 200 м. Интрузия врезана в среднеэоценовые вулканогенные отложения.

Петрографически Гостибская *неоинтрузия не одинакового состава*; центральная ее часть полнокристаллическая и относится к монцонитовому типу, а периферические части представлены диабазами и порфиритами. Эти разновидности связаны между собой постепенными переходами.

Ханисцхальская габбро-диоритовая интрузия была обнаружена мною в 1943 году. В 1944 году предварительное обследование было проведено Г. Харашвили, а в 1945—1946 годах там работала геологическая партия под руководством В. Надирадзе (264).

Более детальными исследованиями здесь были обнаружены многочисленные мелкие жилы полиметаллов и была изучена сама интрузия.

Габбро-диоритовая интрузия врезана в среднеэоценовые вулканогенные образования и имеет на выходах овальное очертание; при штокообразной форме залегания она несколько вытянута в широтном направлении. В *центральной части массива порода более крупнозерниста, а периферические* части ее мелкозернисты. Вообще все породы массива преимущественно мелко и *среднезернисты. Вообще, интрузия сравнительно недавно денудирована* эрозией и мы имеем дело с апикальной частью интрузива.

Вокруг этого массива по южному склону Ахалцихско-Имеретинского хребта наблюдается очень много диорит-порфировых и авгит-роговообманковых порфиритовых жил, в некоторых случаях с хорошей столбчатой отдельностью. Они большею частью падают на север, — в сторону диоритовой интрузии.

В центральной части интрузии проходят тонкие жилы розоватого цвета аплитов, являющихся ее кислыми дериватами.

В северной периферической части массив сечется огромной дайкой аплитовидного кварцевого диорита — банатита (264), имеющего северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение. Подобные породы, по данным В. Надирадзе, встречаются во многих местах интрузии, в виде маломощных, большей частью 0,1—1 м жил, в основном приуроченных к двум системам трещин отдельности интрузива. Кроме этих жил *имеются жилы лампрофира — плотного диоритового профирита, секущие* интрузию габбро-диорита и аплитовидные породы.

Интересно отметить, что в пределах интрузии наблюдаются небольшие участки реликтов пород еще не размытой кровли, представленные контактно измененными туфогенами. В периферических частях массива наблюдаются ксенолиты, местами настолько многочисленные, что «порода оправдывает название интрузивной брекчии» (264).

Эти факты ясно указывают на то, что современной эрозией вскрыта

лишь небольшая часть габбро-диоритовой интрузии, представленной только своей верхней периферической частью.

Контактовое воздействие интрузии на боковые породы выражено в пиритизации, серитизации и, в меньшей мере, в окварцевании; наиболее мощная зона пиритизации наблюдается у северного контакта интрузии, где мощность зоны превышает 100—150 м.

В бассейне р. Ханис-цхали имеются также и другие более мелкие выходы диоритовых, габбро-диоритовых и других интрузивных пород.

Заканчивая общий обзор нижнепалеогенового (доверхнеэоценового) вулканизма, мы считаем существенным поставить следующие вопросы: а) почему в западной части Аджаро-Триалетской системы (Аджария и Гурия) в основном развиты сиенитового состава интрузии, а в центральной — более основные — диоритовые и габбро-диоритовые, б) почему и те и другие вовсе отсутствуют в ее восточной части и с) чем вызвано такое поперечно-зональное распределение интрузивов?

Дать исчерпывающие ответы на поставленные вопросы пока еще затруднительно. Удовлетворительного объяснения этому явлению не дает даже допущение связи описанных интрузивов с разновозрастными магматическими очагами.

По моему предположению все эти интрузии представляют собой дифференциаты одной и той же магмы и их зональное распределение в системе является только кажущимся. Остаточная магма среднеэоценового вулканизма под всей Аджаро-Триалетской геосинклиналью была кислого состава, так же, как это наблюдается в зоне среднеюрского магматизма. Внедрение этой магмы происходило в разные горизонты земной коры. Одновременно следует учесть ассимиляцию окружающих пород, в особенности пород кровли, то есть более основных пород, чем основная масса интрузии. Если при таких условиях представить разные срезы этих интрузий, то откроется картина, наблюдаемая у нас, а именно — более глубокие части интрузии окажутся представленными кислыми — сиенитового типа породами, а более поверхностные — диоритовыми и габбро-диоритовыми породами. Как выше отмечалось, Ханисцхальская габбро-диоритовая интрузия представлена как раз своей верхней частью. То же самое можно распространить и на Дзамскую диоритовую интрузию и на все мелкие интрузии, встречающиеся в этой части системы.

В Аджарии и в Гурии мы имеем дело с более глубокими горизонтами интрузивных массивов, где кровля и ассимилированные части или полностью уничтожены эрозией или сохранились в виде небольших тел, преимущественно приуроченных к периферическим частям интрузивов. Мелкие интрузии Аджарии и Гурии представлены не только сиенитами, а также габбро-сиенитами, диоритами, габбро, тешенитами и т. п.

Таким образом я прихожу к выводу, что зональное распределение раз-

ного состава интрузивов нижнепалеогенового вулканизма Аджаро-Триалетской системы, связано с глубиной эрозионных срезов, а не с разными магматическими очагами.

Отсутствие интрузивов в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы мне не понятно. Не исключена возможность, что подобные интрузии здесь еще не вскрыты эрозией, что тем более вероятно, что эта часть системы в настоящее время более погружена.

5. Верхнеэоценовый вулканизм

В Аджаро-Триалетской складчатой системе следующая вспышка вулканической активности, после небольшого перерыва, приурочивается к верхнему эоцену (приабону), являясь несравненно более слабой, чем среднеэоценовая.

Верхнеэоценовая вулканическая деятельность отличается от среднеэоценовой также и составом продуктов извержения, представленных двумя разными типами пород: 1) известково-щелочным и 2) щелочным.

Первый тип приурочен к самой геосинклинали Аджаро-Триалетской а второй — к Гурийско-Кавтисхевской подзоне.

Верхнеэоценовый вулканизм характеризуется двумя фазами извержения — эффузивной и интрузивной. Первая фаза и в этом случае связана с опусканием, а вторая — со складчатостью.

А. Эффузивная фаза

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Адигенская вулканогенная свита

Вулканогенная толща верхнего эоцена, выделенная в Аджарии С. Кузнецовым (215), представлена свитой характеризующейся содержанием в большом количестве вкрапленников прекрасно образованных кристаллов авгита. Также к верхнему эоцену были отнесены С. Кузнецовым и Б. Беликовым (27) калибазальты левого берега р. Чорохи. По моим данным, как уже отмечалось выше, эти богатые авгитом вулканогенные образования не верхнеэоценового, а среднеэоценового возраста. Совершенно аналогичные образования в восточных частях Аджаро-Триалетской геосинклинали залегают в нижних горизонтах вулканогенной толщи.

Кроме того, авгитовая толща Аджарии, по данным указанных авторов, совершенно согласно залегает на среднеэоценовой вулканогенной толще, тогда как по моим наблюдениям, верхнеэоценовые отложения во всех частях геосинклинали, с угловым несогласием перекрывают среднеэоценовые и более древние образования.

Поэтому для отнесения к верхнему эоцену авгитовой толщи Аджарии я не вижу никакого основания, хотя и не утверждаю, что в Аджаро-Триалетской геосинклинали вообще отсутствуют вулканогенные образования верхнего эоцена. Напротив, они здесь имеют довольно широкое развитие.

Вулканогенные образования бесспорно верхнеэоценового возраста были выделены мною и Н. Канделаки в Аджаро-Триалетской геосинклинали в 1943 году под названием адигенской свиты (109). Эта свита геологически была охарактеризована выше; она несогласно — трансгрессивно перекрывает средний эоцен и оверзский ярус и без видимого несогласия перекрывается олигоценом.

Развита она в западной части Ахалцихской депрессии (Адигенский район), откуда переходит в восточную часть Аджарии (Горджомский район) и далее не прослеживается. В восточной части Ахалцихской депрессии она фациально постепенно замещается глинисто-песчанистыми отложениями, тогда как в южной части ее в этих отложениях наблюдается присутствие небольших пачек вулканогенных образований.

В более восточных частях Аджаро-Триалетской геосинклинали верхнеэоценовая вулканическая деятельность выражена очень слабо. Признаки этой активности мы находим в Тбилисском и Манглисском районах, где среди верхнеэоценовых отложений имеются туфопесчаники и даже туфобрекчии.

Как вытекает из вышеизложенного, верхнеэоценовая вулканическая активность в геосинклинали не носит локального характера и пользуется почти повсеместным распространением, хотя несравненно меньшим, чем среднеэоценовая.

Как известно, в адигенской свите вулканогенные породы, представленные внутриформационными андезито-базальтовыми покровами и их туфобрекчиями — чередуются с нормальными глинисто-песчанистыми отложениями, содержащими богатую нуммулитовую и другую фауну верхнего эоцена.

Н. Схиртладзе (109) изучены породы внутриформационных андезито-базальтовых покровов, определенные им андезиты, андезито-базальты и базальты.

Особо следует отметить более свежий характер верхнеэоценовых порфиритов по сравнению с порфиритами среднего эоцена.

О петрографическом характере вулканогенной толщи остальных районов Аджаро-Триалетской геосинклинали мы никакими данными не располагаем.

Гурийско-Кавтисхевская подзона

Верхнеэоценовая вулканическая активность наиболее четко проявляется в Гурийско-Кавтисхевской подзоне. Здесь, как выше указывалось, в резуль-

тате охарактеризованной вулканической деятельности образовались щелочные породы, среди которых Г. Дзоценидзе различает: трахиты, щелочные базальты, тефриты и их туфы и туфобрекчии.

Выше отмечалось, что широко развитые в Гурии биотитовые туфы были встречены в Горийском районе, что, наряду с наличием их и в других частях северной периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали, заслуживает серьезного внимания; благодаря этому факту намного расширяется область распространения биотитовых туфов и лишний раз подтверждается необходимость выделения этой полосы геосинклинали в самостоятельную Гурийско-Кавтисхевскую подзону.

Н. Канделаки расчленяет верхнеэоценовые отложения Гурии на три горизонта:

1. Светлые биотито-санидиновые анльцимовые трахиты и их туфы мощностью до 100 м, трансгрессивно залегающие на среднеэоценовых образованиях.

2. Грубослоистые биотитовые туфопесчаники с прослоями песчанистых глин желтоватого цвета мощностью в 40—60 м.

3. Голубые и желтовато-серые мергели с пропластками глин, образовавшиеся из биотитовых туфов.

Среди вулканогенных пород автор различает: а) биотитовые трахиты и их туфы и б) авгит-биотитовые андезито-базальты и их туфы. К последним относятся Самеба-Накубарский, Насакиральский и Байлетский массивы.

Породы эти В. Маслов (35) относит к посткиммерийскому времени, а Д. Белянкин и В. Петров — к среднему эоцену.

Петрографическая характеристика этих пород дана в работе Г. Дзоценидзе (145).

В. Интрузивная фаза

В Аджаро-Триалетской складчатой системе и также в Гурийско-Кавтисхевской подзоне имеются выходы интрузивов разного петрографического состава, секущих доолигоценовые отложения. Их с некоторой условностью можно отнести к интрузивной фазе верхнеэоценового вулканизма.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

В области Аджаро-Триалетской складчатой системы, кроме вышеописанных пластовых интрузий, залегающих среди флишевых отложений палеоцена и нижнего эоцена, в Горийском и Ахалцихском районах известны и другие пластовые габбро-диабазовые и тешенитовые интрузии, секущие верхнеэоценовые отложения.

1. Габбро-диабазовые интрузии

В Горийском районе выход пластовой габбро-диабазовой интрузии имеется в ущелье р. Тана в районе с. Атени — он описан мною и В. Эдилашвили (102), как эссексит-диабазовая интрузия. Эта интрузия внедрена в верхнеэоценовые нуммулитовые песчаники северного крыла Атенской антиклинали. Средняя мощность ее достигает 40 м. С левого берега р. Тана она переходит на правый берег и продолжается по простиранию до крепости Верис-цихе, где ею, совместно с песчаниками образуется невысокий гребень широтного простирания. По левобережью р. Тана интрузия прослеживается на расстоянии 200 м и выклинивается, разветвляясь на сеть мелких пластовых жил.

Нуммулитовые песчаники и глинистые сланцы у контакта с интрузией значительно пиритизированы и уплотнены, в особенности в висячем боку.

Макроскопически Атенская интрузия напоминает габбро-диабазовую породу. В центральной части она более крупнозернистая, а по периферии — мелкозернистая.

Она, по сравнению со среднеэоценовыми пластовыми интрузиями, более основного характера и содержит в большом количестве темные компоненты, особенно оливин. Плагиоклаз представлен битовнитом.

Пока совершенно условно я отношу к верхнему эоцену цеолитовое габбро Гвердзинети. Эта интрузия обнажена у впадения р. Ткемлана в р. Дзама, к югу от с. Гвердзинети, и прослеживается по обоим берегам р. Дзама на 200—300 м при мощности около 35—40 м. Она врезана в нижнюю слоистую туфогенную свиту среднего эоцена и имеет пластовую форму залегания, с падением на ЮЗ 210° под углом в 23°.

Петрографическое описание цеолитового габбро Гвердзинети дано В. Еремеевым (151).

2. Цеолитсодержащие интрузии Ахалцихской депрессии

В Ахалцихском районе выходы цеолитсодержащих интрузий преимущественно сосредоточены в восточной и в юго-восточной частях депрессии. Впервые они были описаны Б. Меффертом (248), затем С. Лукашевичем и В. Страховым (236) и петрографически — В. Герасимовым (115).

Наиболее полное геолого-петрографическое исследование их произведено Д. Белянкиным и В. Петровым (37).

Цеолитсодержащие интрузии Ахалцихской депрессии, главным образом, приурочены к верхнеэоценовым отложениям. В виде исключения они встречаются в среднеэоценовых вулканогенных образованиях, и еще реже, в олигоценовых отложениях. В верхнеэоценовых отложениях они имеют пластообразную форму залегания, а в остальных случаях представлены секу-

щими жилами. По моему мнению, жилы, секущие олигоценовые отложения — более молодого возраста. Они, имея почти вертикальное падение, совершенно не дислоцированы, в то время как пластовые жилы, залегающие в верхнеэоценовых отложениях смяты в крутые и весьма сжатые складки. Именно это обстоятельство и заставляет их рассматривать, как разновозрастные образования. Пластовые цеолитсодержащие интрузии правильнее отнести к интрузивной фазе верхнеэоценовой вулканической деятельности, а жилы, секущие олигоценовые отложения, — к более молодой — верхнетретичной вулканической фазе.

Д. Белянкин и В. Петров (37) в Ахалцихской депрессии выделяют:

1) камптонитовые породы Копадзе, Сакутени и Цниси (восточная часть депрессии), с которыми генетически связаны секущие их жильные и шлировые баркевикитовые тешениты и сиенит-аплиты, а также краевые мелкозернистые мончикитоподобные породы;

2) тешениты Варнет, Аспиндза, Мусх и др. (юго-восточная часть депрессии) с мончикитовыми и базальтовыми эндоконтактными породами и иногда (Варнет) с жилами баркевикитовых тешенитов; и наконец,

3) мончикитовые жилы с тешенитовыми прожилками.

Детальная петрографическая характеристика всех разновидностей этих цеолитсодержащих пород дается в работе Д. Белянкина и В. Петрова (37).

Гурийско-Кавтисхевская подзона

Щелочные анальцимовые сиениты Гурии

В Гурийско-Кавтисхевской подзоне интрузии, генетически связанные с верхнеэоценовой вулканической деятельностью, известны только в Гурии. Выходы их обнаружены пока в двух районах—а) между с. с. Букис-цихе и Диди-Вани (ущелье р. Супса) и б) по левым притокам р. Губазеули — Калаша и Сашвала.

Описание первого выхода дано Т. Казахашвили и П. Топурия (174), и второго—М. Роква (303). В обоих случаях интрузии представлены щелочными анальцимовыми сиенитами. Первый выход в виде дайки мощностью в 500—600 м сечет среднеэоценовые вулканогенные породы, а второй находится в ассоциации с щелочными породами—трахитами и тефритами, причем мощность интрузива здесь равна 100—150 м с разветвлениями на мелкие апофизы того же состава до 10 м мощности.

М. Роква описал небольшой выход анальцимового сиенита (под названием габбро-сиенита) в районе Бахмаро.

На основании сопоставления химического состава анальцимовых сиенитов с анальцимовыми щелочными эффузивами верхнего эоцена Гурии, а

также учитывая совместное распространение их, Г. Дзоценидзе доказывает их генетическое родство и происхождение из одного магматического очага. Анальцимовые сиениты представляют собой интрузивную фазу верхнеэоценового вулканизма Гурии, а анальцимовые щелочные вулканогенные породы его эффузивную фазу.

Из приведенного фактического материала ясно видно, что описанные выше мелкие интрузии Аджаро-Триалетии (Ахалцихский, Атенский и Гвердзинетский районы) и Гурии отнесены к верхнему эоцену совершенно условно.

Вообще отсутствие в олигоцене и в нижнем миоцене Грузии интрузивных пород говорит за принадлежность этих интрузивов к верхнему эоцену. К этому следует добавить, что в Аджаро-Триалетии и в смежных с нею областях, пока нигде не обнаружены интрузии явно выраженного среднего и верхнемиоценового возраста, между тем как эффузивы и жилы здесь очень широко развиты. Поэтому не исключено, что интрузивные тела миоценового возраста залегают глубоко и еще не вскрыты современной эрозией. Интрузии, вскрытые современной эрозией, несомненно древнее среднего миоцена, так как гальки из большинства их обильно наполняют нижнесарматские отложения Гурии и образования годердзской свиты Цалкинского района.

Интрузивную фазу верхнеэоценового вулканизма вполне естественно приурочить к предолигоценовой фазе складчатости.

6. Неогеновый вулканизм

После верхнего эоцена и до среднего миоцена включительно в исследованных областях наблюдается полное спокойствие в отношении вулканической деятельности. Олигоценовая вулканическая активность, выявленная в Армении К. Паффенгольцем (282, 283), в Грузии пока не установлена.

Хотя Г. Заридзе (160) и относит к олигоценовому магматическому циклу некоторые интрузивные и жильные гранитоидные и габбровые породы и вулканогенную адигенскую андезито-базальтовую свиту, однако, это положение фактически данными не обосновано. Автор в основном базируется на материалах К. Паффенгольца.

В Грузии пользуются очень широким развитием олигоценовые и нижнемиоценовые морские отложения, в которых еще нигде не обнаружены вулканогенные образования, могущие служить доказательством вулканической деятельности этого периода.

На основании всего, бывшего в моем распоряжении, фактического материала, я заключаю, что в Грузии вообще не было олигоценовой магма-

тической деятеольности и, что этот период харкатеризуется полным вулканическим спокойствием.

Зато со среднего миоцена начинается сильная вспышка вулканической деятельности, продолжавшаяся с небольшими перерывами и в четвертичном периоде.

Можно наметить два магматических цикла: 1) в среднем и верхнем миоцене (годердзская свита), 2) в верхнем плиоцене.

В обоих—очень ярко представлена эффузивная фаза, тогда как интрузивная—выявляется всего в некоторых случаях и на очень ограниченной площади распространения.

А. Эфузивная фаза средне- и Верхнемиоценового вулканизма

(*Годердзская свита*)

Эта свита необыкновенно широко распространена в центральной части Артвино-Сомхитской глыбы и сравнительно мало в Ахалцихской депрессии. Она всюду представлена континентальными вулканогенными образованиями — внутриформационными покровами долеритов, андезито-базальтов и андезито-дацитов и их туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфами. В районе Ахалкалакского нагорья часты также андезито-дацитовые лавовые брекчии, а в Цалкинском районе — озерные отложения (глины, песчаники и конгломераты).

В центральной части Ахалцихской депрессии отложения годердзской свиты согласно перекрывают нижнемиоценовые и низы среднемиоценовых отложений, а в остальных областях своего развития несогласно — олигоценовые, эоценовые, меловые образования и кристаллические породы Храмского массива.

Отложения годердзской свиты в настоящее время, как геологически, так и петрографически исследованы еще очень слабо. Ниже дается их общая петрографическая характеристика по материалам Н. Схиртладзе (*338*).

На основании петрографического исследования пород разреза по ущелью р. Дзинда, Н. Схиртладзе отмечает, что общий литологический характер по всей мощности толщи остается неизменным. В нижней части толщи выделяются два покрова небольшой мощности. Нижний покров представлен андезито-базальтами, а верхний — базальтами. В нижней части толщи преобладают слоистые туфы, представленные кристаллически-агломератными или большею частью пепловыми туфами. Они содержат ископаемую флору.

Как отмечалось выше, Н. Схиртладзе считает пестроцветную свиту Ахалцихской депрессии более древним образованием, чем годердзская свита и относит ее к угленосной свите. К этому заключению он приходит на основании одинакового минералогического состава тяжелой и легкой фракций, как глин пестроцветной свиты, так и глин нижележащей угленосной свиты. Мне представляется более вероятным объяснение одинаковости минералогического состава этих глин не одновременностью их отложения, а одинаковыми условиями образования.

Н. Схиртладзе не отрицает, что вулканогенный материал, приносимый с юга и с юга-запада в начале эффузивной деятельности, не достигал этой части бассейна, где отлагались континентальные пестроцветные отложения. Совершенно идентичные пестроцветные глины выходят в юго-западной части Ахалцихской депресии (Арал-Уде), где с ними чередуются туфопесчаники, флоридиновые глины и, что особенно важно, в них залегают два покрова андезито-базальтов и базальтов.

Эти разрезы Н. Схиртладзе не изучены, вследствие чего трудно судить о петрографическом составе глин и чередующихся с ними туфогенных пород. Однако, макроскопически полное сходство этих туфов с породами других разрезов и тождественный состав под микроскопом пород этих покровов с породами покровов из других разрезов, убедительно доказывают их одновозрастность. К этому надо добавить и то обстоятельство, что пестроцветная свита в периферических частях Ахалцихской депрессии, совершенно согласно переходит в вышележащие отложения годердзской свиты и несогласно перекрывает более древние образования.

Таким образом необходимо еще раз подчеркнуть, что я считаю пестроцветную свиту неотделимой частью годердзской свиты и она должна рассматриваться, как одна из фациальных разновидностей этой свиты.

Существенно важно, что общий минералогический состав всех туфов почти одинаковый и микроскопическое изучение конгломератов показало, что 20% из них андезито-дацитового состава, 40% авгито-роговообманкового, а 40%—гиперстено-андезитового. Таким образом, выявляется полное сходство их с породами из разреза ущелья р. Дзиндза. Разница между ними лишь та, что в центральной части Ахалцихской депрессии конгломератовый материал мельче и представлен в меньшем количестве, чем конгломераты ущелья р. Дзиндза. Это явление ясно указывает на то, что транспорт материала происходил с юга и с юго-запада Ахалцихской депрессии.

В районе г. Острая, Н. Схиртладзе (338), в туфах годердзской свиты обнаружил пропластки диатомита в виде небольших линз.

Наличие диатомитовых линз в отложениях годердзской свиты центральной части Ахалцихской депрессии дает нам возможность параллелизовать их с диатомитовой (кисатибской) толщей.

Верхняя часть толщи сложена более крупнообломочными (псаммитовыми), массивными туфами, брекчиями и конгломератами. Петрографически все вышеперечисленные породы годердзской свиты представлены роговообманково или гиперстеновыми и андезито-дацитовыми разностями, которым цементом служат туфы тех же пород.

Следующий детальный разрез годердзской свиты составлен в районе с. Кисатиби. Здесь в нижней части свиты залегает покров эффузивной породы, с падением на юг под <40-$50°$. По данным Н. Схиртладзе выясняется, что нижняя и верхняя части покрова представлены порфирового строения базальтами, а центральная — долеритами. Местами в этой части покрова выделяется материал туфового характера.

Выше базальтового покрова развита мощная диатомитовая толща, изученная детально только в нижней своей части (200 м). Следующая за базальтовым покровом пачка туфогенных пород представлена яснослоистыми пеплами и кристаллическими и агломератовыми туфами. Составной материал всегда одинаковый и представлен андезитовыми, андезито-дацитовыми, авгито-роговообманковыми и гиперстеновыми разностями. В нижней части толщи, большею частью, развит мелкозернистый материал, причем более крупнообломочные брекчии приурочиваются к базальтам и сложены этим же материалом.

В верхней части толщи развиты того же петрографического состава более крупнообломочные (2—6 см в диаметре) брекчии, представленные разного размера обломками андезита, сцементированными пеплом.

Залегающие выше брекчий породы носят следы подводной переработки, — к ним Н. Схиртладзе относит косослоистые песчаники и конгломераты.

Таким образом петрографический характер пород кисатибской свиты ничем не отличается от таковых вышеописанных разрезов годердзской свиты.

Более полный разрез годердзской свиты изучен Н. Схиртладзе в районе древнего монастыря Вардзиа, где свита обнажена в ядре пологой антиклинали. В этом разрезе изучена свита мощностью в 610 м.

И в этом разрезе годердзская свита перекрывается рассланцованными пористыми андезитовыми лавами, в виде изолированных покровов, и сплошным покровом в верхних частях Докузпунарской возвышенности. Эти покровы, по моим наблюдениям, являются аналогами более молодых лав района хребта Персати и не относятся к годердзской свите.

По заключению Н. Схиртладзе, отложения годердзской свиты района Вардзия петрографически ничем не отличаются от годерзской свиты ущелья р. Дзиндза и Годердзского перевала.

Как уже отмечалось выше, годердзская свита широко распространена на Ахалкалакском нагорье, где ею сложена вся Абул-Самсарская система

тор, но полная петрографическая характеристика пород пока еще никем не дана.

Небольшая коллекция вулканогенных пород годердзской свиты изучена Н. Схиртладзе (338), по данным которого она сложена светлыми и серовато-белого цвета туфобрекчиями; обломки в них представлены белыми или розовато- серыми порфирирового строения породами угловатой формы, диаметром в 1,5—15 см.

Как серые, так и розовые обломки представлены роговообманковым андезито-дацитом.

Описанные брекчии по петрографическому составу являются аналогами диатомитовой свиты.

Следующий детальный разрез составлен в северной части Цалкинского района — в окрестностях с. Гумбати. Описание разреза было приведено при характеристике годердзской свиты. Здесь имеет место чередование озерных отложений с лавовыми покровами. Озерные отложения представлены глинами, слабо-сцементированными песчаниками и конгломератами и образовались за счет размыва вулканогенных и карбонатных пород Триалетского хребта. Изредка попадаются гальки пород диоритовой интрузии.

Внутриформационные лавовые покровы характеризуются переменной мощностью.

Все покровы представлены оливиновыми долеритами.

Такого же петрографического характера лавы, выходящие в ущелье р. Храми, с. Цалка, где они обнажены в виде пологой антиклинали. Отсюда они продолжаются на восток в район Беденского хребта, а в западном же направлении — перекрываются более молодыми — плиоценовыми андезито-дацитовыми лавами.

Оливиновые долериты выходят широкой полосой в районе перевала Цхра-цхаро, где они дислоцированы и также перекрыты несогласно плиоценовыми андезито-дацитовыми лавами.

По стратиграфическому положению и петрографическому составу горизонт оливиновых долеритов годердзской свиты Цалкинского района и Цхра-цхаро должен быть синхроничным нижнему горизонту годердзской свиты районов Кисатиби и Арал-Уде. Разница между ними заключается в том, что озерные отложения здесь представлены чисто терригенным материалом, снесенным с Триалетского хребта, а в районах Кисатиби и Арал-Уде — к терригенному материалу примешан в большом количестве вулканогенный материал.

Таков общий, но далеко не полный, петрографический характер вулканогенных пород годердзской свиты. Из вышеприведенного фактического материала видно, что в нижней части годердзской свиты развиты более основные эффузивные породы (долериты и базальты), а в верхней — более

кислые — андезиты, андезито-дациты и дациты. Это явление ясно указывает на то, что давшая эти эффузивы магма, в начале вулканической деятельности была основного состава, а в конце — кислого.

Излияние лав, вероятно, происходило по трещинам разломов и в редслучаях из вулканов центрального типа.

Не исключена возможность эрозионного несогласия в налегании молодых вулканогенных образований на более древние.

Интрузивная фаза средне- и верхнемиоценового вулканизма, — нам пока неизвестна.

В. Эфузивная фаза верхнеплиоценового вулканизма

1. Андезито-дацитовые и дацитовые лавы

На образованиях годердзской свиты и на более древних формациях центральной части Артвино-Сомхитской глыбы (Цалкинский район, Кечутский хребет, Эрушетское нагорье и Арсианский хребет) и также в южной части Аджаро-Триалетской складчатой системы несогласно залегают рассланцованные лавы андезито-дацитов и дацитов. Впервые эти лавы были нами изучены в районе хребта Персати (Пирсагати) и названы андезито-дацитовыми лавами типа Персати.

Абих, наблюдая эти лавы в Абул-Самсарской и Докуз-пунарской системах, описал их, как кварцевые трахиты, трахит-андезиты, андезиты-дациты, риолиты и переходные между ними разновидности. Следует заметить, что описанные Абихом лавы из указанных областей являются разновозрастными; большинство из них относится к годердзской свите или даже к более молодым, четвертичным эффузивам.

В настоящее время андезито-дацитовые лавы типа Персати распространены в вышеперечисленных районах в виде, изолированных современной эрозией, отдельных покровов. В прошлом, если не все, то большинство из них сливалось в один сплошной покров. Так, например, лавы хребта Персати, Годердзского перевала, Арсианского хребта и Докуз-пунара (Шабанели, Акута и др.) в прошлом были представлены в виде одного цельного покрова, который, в северном направлении, по всей вероятности, достигал Ахалцихско-Имеретинского хребта, перекрывал всю Ахалцихскую депрессию и соединялся с Дабадзвельским андезитовым покоровом. Ахалцихская депрессия, по моему представлению, в то время не была так глубоко пропилена эрозией. Современная морфология Ахалцихской депрессии создалась после излияния лав Персати, на что указывают описанные выше многочисленные террасы.

Б. Мефферт (253, 256) относит эти покровы к четвертичным образованиям. Он считает, что рассланцованные лавы Персати и Докуз-

пунара спускались в долины рр. Посхови и Кваблиани. Останцами этого большого покрова, по его мнению, являются выходы эффузивных пород в районе Свири, Микел-цминда, Ани, Тута-Джвари, Чурчуто, Чихели и много других более мелких. Нижний гипсометрический уровень этих останцев по Б. Мефферту, доходил до 1100—1200 м, чем, повидимому, об'ясняется то положение, что в южной части Ахалцихской депрессии (Вале, Цхалтбила и др.) и еще южнее, в области высокогорного района вершин Акута и Шабанебели на его карте показано развитие сплошного лавового покрова, тогда как на самом деле останцы их имеются только на указанных вершинах и вовсе отсутствуют на склонах и в южной части Ахалцихской депрессии.

Мои наблюдения расходятся с данными Б. Мефферта также в отношении распространения лав Персати в направлении Ахалцихской депрессии во время верхнечетвертичного периода. Лавы плато Персати до указанной гипсометрической высоты в Ахалцихскую депрессию не спускались, так как в это время в Ахалцихской депрессии уже имелись выработанные ущелья р.р. Посхови, Кваблиани и их притоков Оцхе и др., и лавы, спускавшиеся с плато, в первую очередь должны были заполнить эти ущелья и лишь затем перелиться через гребни. Такие потоки непременно вызвали бы запруживание рек и образование озерных отложений, что не наблюдается. Кроме того, останцы этого покрова, должны были сохраниться, главным образом, в ущельях, как это наблюдается в четвертичных лавовых потоках по рр. Куре, Храми и Машавери.

По моим наблюдениям, некоторые выходы эффузивных пород (Бенара, Микел-цминда и др.) являются не покровами, а корнями лавовых излияний. Они прорывают олигоценовые и миоценовые образования. Таковы небольшой конус Нацхара (по левому берегу р. Посхови и к западу от с. Вале) и два конуса по левому склону р. Кваблиани к югу от Адигени.

В районе с. Микел-цминда, очень ясно видно, как андезито-дациты врезаны в глинистые сланцы олигоцена. Имеются прекрасные контакты со сланцами (последние ороговикованы). Немного выше с. Микел-цминда выходит жила черного мелкокристаллического микрогаббро.

Другие выходы эффузивных пород в Ахалцихской депрессии (Тута-джвари, Чурчуто, Чихели и др.) являются внутриформационными покровами годердзской свиты. В данный момент они, в связи с развитием здесь оползневых явлений, имеют запутанное залегание. По наблюдениям Н. Схиртладзе (338) эти выходы также являются жилами.

Другие, более мелкие выходы эффузивных пород, определенные Б. Меффертом, как останцы лавового покрова, разбросаны совершенно беспорядочно и во всех случаях приурочены к отложениям годердзской свиты. Они представлены не сплошной лавой, а в виде скоплений отдельных глыб. По моим наблюдениям, они тесно связаны с годердзской свитой,

обогащенной ими вследствие денудационных процессов. Цементирующий эти глыбы, более рыхлый и мягкий материал отложений годердзской свиты легко выветривается и уносится проточными водами, а крупные глыбы эффузивных пород остаются на месте, где происходит их накапливание. Если бы такие скопления были останцами одного лавового покрова, то выходы их не приурочивались бы к выходам годердзской свиты, а были бы разбросаны по всей Ахалцихской депрессии.

Итак, лавы Персати и Докуз-пунара оказываются гораздо древнее четвертичных отложений Ахалцихской депрессии. Морфологически Ахалцихская депрессия оформилась после излияния лав Персати.

Для нас остается неясным выход лавового покрова с. Свири. Этот выход залегает гипсометрически намного выше других, представлен сплошным телом и выделяется в рельефе в виде небольшого конуса. Лава макроскопически и микроскопически ничем не отличается от персатских лав и совершенно естественной является их параллелизация, хотя низкое, по сравнению с Персатским и Акута-Шабанебельским покровами, положение Свирского покрова противоречит покровному характеру лавы. И, действительно, по более детальным наблюдениям Н. Схиртладзе, он оказывается вулканическим центром. Лава здесь внедрена вдоль плоскости напластования корбулевых песчаников миоцена.

Эти лавы повсеместно носят следы слабой пликативной дислокации. В районе плато Персати, где покров со всех сторон обнажен в виде отвесной стены и виден его полный разрез, ясно наблюдается падение покрова — в южной части на северо-восток $<25°$, а в северной — на юго-запад <15-20 что свидетельствует о дислоцированности покрова, по крайней мере, в одну пологую синклинальную складку, если не больше.

Не менее ясная картина дислоцированности покровов андезито-дацитов типа Персати наблюдается в северной периферии Ахалкалакского нагорья к югу от перевала Цхра-Цхаро. Здесь покров андезито-дацитов падает в общем на юг в среднем под углом в $15°$. Аналогичную картину мы наблюдаем и к югу от Храмского массива, в Цалкинском районе, в ущелье р. Джуджиани, где падение андезито-дацитовых лав направлено в общем на юг, в среднем под углом $15—20°$.

Дислоцированность этих лав наблюдается также в области Кечутского и Арсианского хребтов, в районе Дабадзвели и на Ошорском перевале.

Исходя из всего вышеизложенного, я прихожу к выводу, что возраст андезито-дацитовых лавовых покровов должен быть древнее четвертичного периода. Условно, я их отношу к верхам верхнего плиоцена.

Лавы персатского типа во всех районах сильно похожи друг на друга, будучи представленными светлосерыми или голубоватыми, изредка черно-

ватыми и красноватыми, с ясно выраженной плитняковой отдельностью, породами кислого состава.

В северной части Арсианского хребта в районе перевала Годердзи (г. Каябаши) и вершин Цвинта и Наомари имеются изолированные друг от друга покровы типа персатских лав, несогласно перекрывающие отложения годердзской свиты. Как макроскопически, так и микроскопически, эти лавы ничем не отличаются от лав Персати. Н. Схиртладзе определяет их, как андезиты, роговообманковые андезито-дациты, микролитовые андезиты и авгитовые андезиты.

Лавы северной части Эрушетского нагорья на вершинах Акута, Шуа-Карави, Шабанебели, Улва, Дигра и др. представлены также изолированными отдельными покровами и ничем не отличаются от пород вышеописанных лав. Н. Схиртладзе их определяет как андезито-дациты, роговообманковые андезито-дациты, роговообманковые андезиты и гиперстеновые андезиты.

Лавы этого типа, широко развитые в Абул-Самсарской системе, ни петрографически, ни геологически детально не изучались. Морфологически здесь выделяются многочисленные конусообразные вершины, большинство которых Г. Абих (12) считал вулканическими конусами. Некоторые из них признаются всеми геологами, как центры излияния молодых лав, но большая часть их считается эрозионными конусами (105, 252). Также спорным является возраст этих лавовых эффузивов. Большинство исследователей считает их четвертичными и лишь некоторые — верхнеплиоценовыми. По мнению последних, лавы этой системы являются аналогами андезито-дацитовых лав типа персатских. Очень молодой возраст некоторых лав (Тавкветили, Шавнабада и др.), по моему мнению, не должен вызывать сомнений, так как совершенно наглядно видно как отдельные потоки лав спускаются с указанных вершин в современные ущелья, вызывая их запруживание. Это явление очень четко выражено и морфологически.

Неясным остается вопрос относительно генезиса других конусов. По аналогии с кратерами Тавкветили и Шавнабада, я условно считаю также четвертичными лавы, развитые в верхних частях всей Абул-Самсарской системы.

Следующей областью, где широко развиты верхнеплиоценовые андезито-дацитовые лавы, является Кечутский хребет или система Мокрых гор. С него лавы спускаются на Цалка-Башкичетское плато, где, окаймляют с южной стороны Храмский кристаллический массив.

Хорошие разрезы этих лав видны по ущелью р. Джуджиани.

Г. Абих (12) описывает эти лавы как рассланцованные липариты и кварцевые трахиты. О. Карапетян (177) считает их андезито-дацитами и трахи-дацитами.

Как отмечалось выше, здесь развиты совершенно однообразные рас-

сланцованные, голубовато-серые лавы, непосредственно перекрывающие кристаллические породы Храмского массива и отложения годердзской свиты. В более восточных частях они непосредственно ложатся на юрские и меловые отложения. Лавы дислоцированы и падают на юго-восток под углом 15—20°. Мощность их превышает несколько сот метров.

Н. Схиртладзе описал большое количество шлифов; он лавы этого района определил, как андезиты, андезито-дациты, дациты и микролитовые дациты с преобладанием андезито-дацитов.

Таким образом, лавы Кечутского хребта и Цалка-Башкичетского плато, как макроскопически, так и микроскопически ничем не отличаются от лав плато Персати, Арсианского хребта и Эрушетского нагорья. Во всех указанных районах они представлены андезито-дацитовыми лавовыми эффузивами, причем совершенно отсутствуют вулканогенные образования — в этом заключается отличие от подобной им вулканогенной толщи годердзской свиты.

Заканчивая общую геолого-петрографическую характеристику верхнеплиоценовой магматической деятельности, я считаю нужным дать здесь же краткую характеристику некоторых центров излияния этих лав.

Вполне понятно, что описанные выше лавы кислого состава, занимая громадную территорию, должны иметь многочисленные центры излияния, которые сравнительно легко обнаруживаются в более глубоких эрозионных разрезах и очень трудно фиксируются в высокогорных районах. Однако необходимо заметить, что этим вопросом специально никто не занимался и он требует в будущем уточнения.

Центры излияния этих лав выявлены Н. Схиртладзе и мною в Ахалцихской депрессии и в северной части Ахалкалакского нагорья — к югу от перевала Цхра-Цхаро, по шоссейной дороге Ахалкалаки—Бакуриани.

В Ахалцихской депрессии в настоящее время насчитывается около 11 центров излияния верхнеплиоценовых лав андезито-дацитов. Таковыми являются — вулканические конусы Нацхара на правобережье р. Квабливани (два) и Свири, остальные семь представлены в виде жил и небольших интрузивов, представляющих собой подводящие каналы.

Породы этих конусов, как макроскопически, так и микроскопически ничем не отличаются от пород покровов.

Вулканический центр с. Бенара, (фотография этой жилы приведена И. Мушкетовым в его учебнике (260), выходит несколько севернее селения по шоссе Ахалцихе — Абастумани в виде жилы широтного простирания с падением на юг $<75^{\circ}$ и мощностью в среднем в 7 м. Жила сечет песчаники нижнего миоцена. К востоку от этой жилы, по левобережью р. Оцхе, лавой образована конусообразная вершина. Лава из конуса определена как микролитовый андезит.

Следующий вулканический центр по Н. Схиртладзе (338), на-

ходится в районах сс. Тута-джвари и Чурчуто, где лава вытянута в широтном направлении между указанными селениями. Она очень разрушена оползнями и только в одном месте (у с. Чурчуто) виден первичный контакт ее с вмещающими песчаниками угленосной свиты. Непосредственный контакт лавы с пестроцветной свитой виден также немного выше родника у с. Чурчуто. В обоих случаях глины годердзской свиты и песчаники миоцена носят явные следы пирометаморфизма; они окремнены и сильно обожжены.

Этот вулканический центр также дает лавы андезитового и андезито-дацитового состава.

Лавы горы Острая, относимые Н. Схиртладзе к Тута-джвари—Чурчутскому вулканическому центру, являются внутриформационным покровом самой годердзской свиты.

В Ахалцихской депрессии самое высокое гипсометрическое положение занимает Анский вулканический центр, имеющий вид вытянутой в широтном направлении жилы, врезанной в олигоценовые отложения.

Лава имеет столбчатую отдельность и представлена рассланцованными серовато-бурого цвета и порфиритовой структуры андезитами (SiO_2 = 60,5%) и андезито-дацитами (SiO^2=64,54%).

Следующий вулканический центр в Ахалцихской депрессии находится в самом с. Свири, где, как было отмечено, лава слагает конусообразную горку. Здесь, по наблюдениям Н. Схиртладзе, лава прорывает вдоль плоскости напластования корбуловые песчаники миоцена.

Породы этой лавы также представлены андезито-дацитами, как с роговой обманкой, так и без нее; они являются полными аналогами лав других описанных вулканических центров, что дает основание для их синхронизации. Однако, этот вопрос нельзя считать окончательно решенным. Не исключена возможность, что часть этих вулканических центров представляет собой только подводящие каналы эффузивов годердзской свиты. Выше не раз отмечалось, что лавы верхних горизонтов годердзской свиты макроскопически и микроскопически очень схожи с андезито-дацитовыми лавами верхнего плиоцена. Поэтому отнесение описанных вулканических центров к верхнему плиоцену приходится вообще считать условным.

В северной части Ахалкалакского нагорья, около шоссейной дороги (близ с. Модега) возвышаются две невысокие конусообразные горки красноватого цвета. Обе сложены вулканической пемзой, скрученной лавой и вулканическими бомбами. Вулканические бомбы встречаются всевозможных размеров и имеют эллипсоидальную или грушеобразную форму.

Пемза, бомбы и лава представлены андезито-базальтами (SiO_2=54,04%).

Эти конусы расположены выше андезито-дацитовых лав верхнего плиоцена и по своему петрографическому составу стоят ближе к ним, чем к

более молодым чертвертичным долеритовым и базальтовым лавам Ахалкалакского нагорья, вследствие чего правильнее их считать центрами излияния первых.

В других районах распространения верхнеплиоценовых лав центры излияния пока еще нигде не обнаружены. Они, несомненно, будут выявлены при более детальных исследованиях.

2. Основные породы Ахалцихской депрессии

В Ахалцихской депрессии имеются выходы и других основных пород, описание которых впервые дается Н. Схиртладзе (338). Эти породы мною, а затем Н. Схиртладзе обнаружены в северной части Ахалцихской депрессии, где они внедрены в виде жил и небольших штоков в миоценовые отложения. Выходы их сосредоточены в районах сс. Элиа-цминда, Микел-цминда, Куратубани, Дзири, Цхрути и др.

В районе Цхрути имеется выход жилы широтного простирания мощностью в 10—12 м, а в районе Микел-цминда — три параллельно расположенные жилы широтного простирания мощностью от 10 до 25 м, врезаны в корбуловые песчаники. По простиранию жилы прослеживаются на расстоянии 150—200 м.

Близ с. Элиа-цминда, где эти жилы врезаны в олигоценовые отложения, они имеют штокообразную форму залегания.

Во всех случаях породы представлены микро-габбро (338).

Возраст этих габбровых пород пока не выяснен, возможно, что они относятся к интрузивной фазе верхнеплиоценового вулканизма.

В Ахалцихской депрессии, кроме вышеупомянутых мончикитовых пород верхнего эоцена, имеются также и более молодые мончикитовые породы, прорывающие олигоценовые и миоценовые отложения. Они выходят к северу от г. Ахалцихе, где представлены двумя жилами. Более восточная жила подробно описана Д. Белянкиным и В. Петровым (37), а западная, несколько восточнее с. Элиа-цминда, обнаружена Н. Схиртладзе (338).

Первая жила почти вкрест простирания сечет сильно дислоцированные отложения олигоцена.

Вторая жила мончикита, по данным Н. Схиртладзе, сечет корбуловые песчаники и имеет мощность около 85 м.

Вследствие того, что эти мончикиты секут вкрест простирания сильно дислоцированные олигоценовые и миоценовые отлжения, а сами не несут следов дислокации, я отношу их условно к интрузиной фазе верхнеплиоценового вулканизма.

Верхнеплиоценовая вулканическая деятельность в исследованной части Грузинской глыбы не проявляется. Из других областей ее к этой деятель-

ности могут быть приурочены базальтовые извержения Чиатурского района (Перевисское нагорье).

В Гурийско-Кавтисхевской подзоне к верхнеплиоценовому вулканизму следует отнести анортоклазовые трахиты с. Чинати и Беглеби, которые, по данным К. Маслова (35), секут киммерийские отложения и в свою очередь несогласно перекрываются Гурийскими слоями.

Таким образом, подводя итоги всему вышесказанному, мы приходим к следующим общим выводам:

Основным очагом верхнеплиоценовой вулканической деятельности является Джавахетская зона Артвино-Сомхитской глыбы, где вулканогенные образования этого возраста имеют необыкновенно широкое развитие. В остальных геотектонических зонах замечаются только отголоски этой мощной деятельности. Эти образования имеют более или менее широкое распространение в центральной, близкой к Джавахетской зоне, частично южной (Ахалцихская подзона) зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы, и незначительное — в более отдаленных от Сомхитской глыбы геотектонических зонах (Гурийско-Кавтисхевская подзона и Грузинская глыба). Признаки верхнеплиоценовой вулканической деятельности имеются и в молассовой зоне, где в акчагыльском ярусе залегают слои вулканического пепла.

Эффузивная фаза верхнеплиоценовой вулканической деятельности в Артвино-Сомхитской глыбе и в Ахалцихской депрессии представлена кислыми андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами с многочисленными центрами их излияния, а интрузивная — микро-габбро и мончикитами. В области Грузинской глыбы эффузивная фаза представлена основными породами — базальтами, а интрузивная — тешенитами. В Гурийско-Кавтисхевской подзоне эффузивная фаза отсутствует, а интрузивная фаза проявляется в образовании анортоклазовых трахитов.

Следует особо отметить, что в первых двух геотектонических зонах магматическая деятельность начинается кислыми эффузивами и заканчивается основными интрузивами. Этим вулканизм этого времени отличается от вулканизма миоцена.

7. Вулканизм четвертичного периода

В четвертичном периоде четко выявляются две фазы вулканической деятельности; первая в среднечетвертичное время, а вторая — в верхнечетвертичное. Обе эти фазы представлены основными долеритовыми и долерито-базальтовыми потоками, *хотя в Абул-Самсарской системе во второй фазе одновременно с ними изливались также кислые эффузивы — андезито-дациты и дациты (гиало-дациты Ахалкалакского нагорья на геологической карте).*

Познакомимся с каждой из фаз в отдельности.

1. Вулканическая деятельность древнечетвертичного периода

В исследованных областях вулканическая деятельность этого периода проявляется в районах Ахалкалакского плато, Цалка-Башкичетского плато и Нижней Карталинии (ущелье р. Храми).

Ахалкалакское плато, морфологически очень хорошо выраженное, целиком сложено молодыми четвертичными лавами, несогласно перекрывающими отложения годердзской свиты, андезито-дацитовые лавы верхнего плиоцена и древние четвертичные озерные отложения.

Следует заметить, что Ахалкалакское плато целиком образовано долеритовым потоком в древней долине р. Ахалкалак-чай. Поток долеритовой лавы шел с юго-востока из области Мокрых гор по узкому ущелью в северо-западном направлении до с. Хертвиси, а затем, повернув по широкой долине на север, вышел в долину р. Куры и достиг южных предгорий Триалетского хребта. Небольшая ветвь его от указанного селения потекла в юго-западном направлении между Гектапинским и Муркванским хребтами и вышла в районе озера Хозапин.

В долине р. Куры в настоящее время сохранились (по обоим ее берегам) около восьми останцев этого долеритового потока (см. геологическую карту), расположенных на высоте 400—500 м над современным руслом р. Куры и перекрывающих террасы реки. Высокое положение долеритовых потоков и приуроченность их к древнему руслу р. Ахалкалак-чай — приводит меня к выводу об их древнечетвертичном возрасте.

Ахалкалакский долеритовый поток разделяется каньонообразным ущельем р. Ахалкалак-чай на две неравные части — юго-западную (большую) и северо-восточную (меньшую). Наибольшую глубину — около 500 м этот каньон имеет около с. Хертвиси. Выше по течению реки глубина каньона постепенно уменьшается и у гор. Ахалкалаки не превышает 80 м, доходя еще выше до 10—15 м.

Мощность долеритового потока измеряется в пределах от 6—7 до 50 м.

В петрографическом отношении долериты Ахалкалакского плато представлены однообразными породами. Описание их дано Г. Абихом (12), О. Карапетян (177), К. Габуния (92), Д. Белянкиным и В. Петровым (37), и Н. Схиртладзе (338).

Гомарет-Башкичетское плато также образовано долеритовыми лавами среднечетвертичного периода. По сравнению с Ахалкалакским плато, лавы здесь занимают гораздо меньшую площадь. Они перекрывают меловые, эоценовые отложения, лавы верхнего плиоцена Кечутского хребта и, что особенно важно, озерные отложения среднечетвертичного периода, в которых Л. Маруашвили (243) был обнаружен культурный слой первобыт-

ного человека с остатками костей позвоночных и орудиями из обсидиана, кремня и кости.

В северной части долеритовый покров этого плато обрывается довольно высоким карнизом.

Хорошие разрезы этого покрова имеются в Карабулагской долине, имеющей в районе вышеупомянутого культурного слоя ширину в 70—100 м, при глубине в 15—20 м. Оба борта представлены в виде скалистых стен. Согласно данным Л. Маруашвили, культурный слой расположен на правом склоне долины на абсолютной высоте 1300—1350 м и, как было отмечено в стратиграфической части работы, залегает в верхней части озерных отложений и имеет мощность в 15—20 см. Над культурным слоем залегают песчаники 20 см мощности, которые вместе с культурным слоем обожжены от контактового воздействия перекрывающего их долеритового покрова. Озерные отложения и долеритовый покров падают на восток под углом в 15°. Мощность долеритового покрова составляет 15 м.

Озерные отложения считаются образованиями среднечетвертичного периода, или начала верхнечетвертичного.

Того же возраста должен быть и долеритовый покров, так как, по данным Л. Маруашвили, после образования культурного слоя, на нем не происходило накопления значительной мощности континентальных отложений и он не подвергся чувствительной эрозии.

Микроскопическое описание долеритовых лав Гомарет-Башкичетского плато произведено Г. Смирновым (241), отнесшим их к группе долеритов.

В настоящее время не обнаружены центры излияния долеритовых лав Гомарет-Башкичетского плато, для чего следовало бы произвести дополнительные исследования.

Долеритовые лавы долины р. Храми или Нижне-Карталинского лавового плато известны с давних пор, но геологическая природа их до последнего времени в деталях не была выявлена. К. Паффенгольц (280) считает их синхроничными образованиям годердзской свиты и относит к олигоцену. Другие исследователи (102, 241, 380), считают их и лавы долины р. Машавери и Боржоми — Бакурианского района одновозрастными — верхнечетвертичными. Однако, согласно наблюдениям В. Эдилашвили, В. Чикоидзе моим (392) долеритовые лавы Нижне-Карталинского плато ни в коем случае не могут быть ни олигоценового ни верхнетретичного возраста, а только древнечетвертичного. В этом меня убеждают чисто геоморфологические наблюдения. Долеритовый поток начинается в районе Беденского хребта и широким потоком прослеживается на восток до Борчалинской равнины. Не трудно заметить, что долеритовая лава текла не по современному руслу р. Храми, как это наблюдается в долинах

р. р. Машавера, Гуджаретис-цхали и Черной речки, а по древнему руслу ее. Со стороны долины р. Алгети долеритовый поток внезапно обрывается и залегает в верхней части долины на несколько сот метров выше современного русла реки; современная река Храми делит этот поток на две неравные части—южную (меньшую) и северную (большую).

Ясно видно также, как лава в верхних частях рек перекрывает древние террасы, а в нижних, в направлении Борчалинской равнины, она вместе с террасами постепенно погружается под современные отложения этой равнины. В районе Сандара лава перекрыта четвертичными отложениями 40 м мощности. Все это вместе взятое ясно указывает на древний возраст этого покрова, принимающего участие в эпейрогенетических движениях четвертичного периода.

Древнее русло р. Храми, заполненное долеритовым потоком, видимо, проходило в северной части Нижне-Карталинского плато. По левобережью р. Машавери покров долерита также резко обрывается и залегает на несколько сот метров выше современного русла реки и более молодого долеритового потока Машавери. По всей вероятности, когда древнее русло р. Храми было заполнено долеритовой лавой, последняя переливалась в соседние ущелья через пониженные части водораздельных хребтов. Вследствие углубления русел последующей эрозией, побочные потоки лавы оказались полностью уничтоженными.

Наиболее полные геологические разрезы лав Нижне-Карталинского плато наблюдаются по Храмскому каньону. Ясно видно, что излияние лав происходило с паузами, так как здесь имеется несколько лавовых покровов, разделенных прослоями лавовых брекчий и озерных отложений. Мощность лавовой толщи измеряется в пределах 20—150 м.

Краткое петрографическое описание храмских долеритов дано Д. Белянкиным и В. Петровым (37), считающими их тождественными долеритам Ахалкалакского плато.

Микроскопическое описание их произведено Н. Схиртладзе (338), доказавшим, что долеритовые лавы Храмского ущелья петрографически ничем не отличаются от долеритовых лав Гомарет-Башкичетского и Ахалкалакского плато.

Вулканический центр излияния Храмского долеритового потока находится в районе Беденского хребта, но еще никем не описан. Лично мне, совместно с В. Эдилашвили пришлось наблюдать как долеритовые лавы в районе Беденского хребта несогласно перекрывают (по неровному рельефу) дислоцированные долеритовые лавы годердзской свиты.

В других исследованных нами геотектонических областях вулканическая деятельность среднечетвертичного периода не проявляется, будучи приуроченной только к Артвинско-Сомхитской глыбе, где по своей активности и

объему излившихся масс не сравнима (намного уступая) ни с одной из более древних фаз вулканической деятельности.

2. Вулканическая деятельность верхнечетвертичного периода

К вулканической деятельности этого периода я отношу излияния долеритовых лав ущелья р. Машавера, андезито-базальтов Гуджаретского ущелья и Боржоми-Бакурианского района и, наконец, андезито-дацитовых лав Абул-Самсарской системы.

а. Машаверские долеритовые лавы

Долеритовые лавы этого ущелья начинаются немного выше с. Башкичети у развалин с. Шулавер-Калафа (где по всей вероятности и имеется центр излияния лавы) и спускаются по руслу р. Машавера до с. Болниси. В районе Башкичети р. Машавера протекает по долеритовому потоку, а ниже — по правому краю потока. У развалин старого города Дманиси р. Машавера пересекает поток (здесь лава из ущелья р. Машавера перелилась в ущелье р. Пиназаури) и ниже до с. Горунджуки опять протекает по правому краю его. В районе с. Дманиси и Горунджуки река опять пересекает поток и ниже протекает уже по левому краю потока, сохраняя такое положение до с. Казрети, и ниже непрерывно течет по потоку. По левому склону реки ниже с. Б. Дманиси в некоторых местах сохранились небольшие останцы этого потока. По имеющимся разрезам видно, что древнее русло р. Машавера имело направление Башкичети—Б. Дманиси—Горунджуки—устье р. Казрети—Болниси. Также ясно видно, что древнее русло р. Машавера было глубже чем настоящее. Это можно наблюдать в каньонообразном ущелье реки у М. Дманиси, Б. Дманиси и у устья р. Казрети, где лавы залегают глубже современного русла.

Хорошо заметно, как этот поток вызвал запруживание притоков р. Машавера, в нижних отрезках которых развиты озерные отложения.

Не менее ясно наблюдается, как долеритовый покров перекрывает довольно мощные делювиальные отложения на склонах древнего ущелья, что прослеживается почти от устья р. Казрети до с. Башкичети. Эти отложения представлены глинами, осыпями щебенистого материала и конусами выноса рек. Во всех случаях они в контакте с долеритами сильно обожжены и неизменно окрашены в красный цвет.

Долеритовая лава изобилует крупными пустотами, причем некоторые из них настолько велики, что служили для жилья.

Мощность долеритового потока меняется в зависимости от морфологии древнего рельефа русла реки. В центральной части русла древней реки она превышает 100 м. а по бортам доходит до 5 м.

Вышеприведенные данные бесспорно свидетельствуют о более молодом возрасте лав по сравнению с долеритовыми лавами среднечетвертичного периода.

Петрографически Машаверские лавы тождественны с долеритовыми лавами среднечетвертичного периода, хотя детально еще не изучены. Этим объясняется ошибка некоторых исследователей, считающих их одновозрастными.

b. *Андезитовые лавы Боржоми-Бакурианского района и Гуджаретского ущелья*

Андезитовые лавы Боржоми-Бакурианского района и Гуджаретского ущелья описаны рядом геологов (105, 252, 269, 358), но до последнего времени действительная геологическая природа их не была выявлена. Из предыдущих исследований отметим в кратких чертах только работы Б. Мефферта (252), выделившего в этих районах следующие лавы: а) покров Дабазвели (должно быть Тбадзвели); сюда же им относятся лавы Ошорского перевала и небольшой выход около с. Цихис-Джвари; b) плато Бакуриани и с) поток Гуджаретис-цхали (начиная от Тавкветила до Боржоми).

Тбадзвельский лавовый покров располагается в области водораздела к северу от Кодианского хребта между понижениями с. Тори и ущельем р. Куры в направлении к с. с. Чобисхеви и Гомна. Этот покров имеет весьма неровную и холмистую поверхность. В пониженных частях покрова находятся три озера: Кахис-тба, Церетис-тба и Гомна-тба. Он резко обрывается с трех сторон, в особенности со стороны ущелья р. Куры. Центр излияния этого покрова находится несколько севернее Кодинского перевала (105), — он представлен небольшой горкой, которую местные жители называют Кодианис-Цители-Мта.

По Мефферту лавовый поток Тбадзвели спускается в ущелье р. Боржомки по Пиклос-сери и Либанскому хребту, что не соответствует действительности. Пиклос-сери и Либанский хребет сложены сильно дислоцированными среднеэоценовыми внутриформационными андезитовыми покровами и туфобрекчиями и перекрывание тбадзвельского покрова бакурианскими лавовыми потоками нигде в природе не наблюдается.

Ранее я (105) считал Тбадзвельский покров синхроничным лавовым излиянием Саквелаос-мта-Цхра-цхаро-Чарели, но в результате исследований последующих лет пришел к выводу, что он, по своим петрографическим

признакам и геоморфологическим данным является аналогом верхнеплиоценовых лав андезито-дацитов типа Персати.

К ним же я отношу и небольшой останец лавового покрова андезита Ошорского перевала.

Цихисджварский выход лавы вследствие своего низкого гипсометрического положения, никак не может быть отнесен к тбадзвельскому покрову, по нашим наблюдениям он представляет собой жилу, прорывающую олигоценовые отложения и, правильнее его считать частью канала излияния андезитовых лав Тбадзвели и Ошора.

По Б. Мефферту, началом Гуджаретского потока является вулкан Тавкветили, откуда лава, перейдя через южные ветви Триалетского хребта, по ущелью р. Большой Тонети спустилась в Гуджаретское ущелье и, двигаясь по нему, вышла в долину р. Куры у г. Боржоми, образовав Воронцовское плато.

Эти данные Б. Мефферта не соответствуют наблюдаемым фактам. Во-первых, Гуджаретский поток не связан с вулканом Тавкветили. Чтобы в этом убедиться, достаточно взглянуть на гипсометрическую карту района. Для того, чтобы лава Тавкветили спустилась в указанное ущелье, она должна была подняться из долины Кция (2050 м) на водораздельный хребет (2300 м), а затем опуститься вниз по ущелью, что, разумеется, совершенно невероятно.

Зная мнение Б. Мефферта, мне пришлось детально изучить этот район, в результате чего выяснилось полное отсутствие молодых лав как на самом хребте, так и на его южном склоне. На северном склоне хребта, я обнаружил центр излияния Гуджаретского потока, расположенный немного выше с. Большой Тонети и представленный небольшой конусообразной яркокрасного цвета горкой, откуда и начинается лавовый поток.

Поток Гуджаретис-цхали до Боржоми не спускается, кончаясь у Цагвери, что очень хорошо видно в естественных обнажениях. В довольно широкой долине у Цагвери лавы вовсе отсутствуют. При допущении здесь размыва лавового покрова должны были бы образоваться каньоны типа самой Гуджаретис-цхали или Малого Митарби.

Детальное микроскопическое исследование лав Гуджаретис-цхали пока не производилось. И. Танатаром дано описание одного образца из с. М. Митарби (340). Порода представлена гиперстеновым андезитом с ясной плитняковой отдельностью.

Боржоми-Бакурианский лавовый поток начинается с холма Мухера (Бакурианский район) и вершины «860», расположенной на хребте Саирмос-кеди и спускается сначала по ущелью р. р. Боржомки и Бакурианки,

а затем по Боржомке и Гуджаретис-цхали доходя до ущелья р. Куры, где им образовано Воронцовское плато. Не вызывает сомнения, что до излияния лавы р. р. Боржомка и Бакурианка представляли собой одну реку, которая непосредственно ниже Цагвери впадала в р. Гуджаретис-цхали. Поток лавы разобщил их и в настоящее время они являются самостоятельными реками.

Излияние лавы сперва произошло из вершины «860», а затем из холма Мухери. Из вершины «860» потоки направились на юго-восток, к подножью хребта Цхра-цхаро и на север, по ущелью Боржомки, но не достигли ущелья р. Куры. Цихис-джварское платообразное понижение создано запруживанием потоками левых притоков р. Боржомки.

Мухранская лава перекрыла первый поток и потекла вниз по указанным ущельям, достигнув ущелья р. Куры, где она залегает на 25—35 м выше русла реки. Приуроченность цихисджварских и бакурианских лав к разным центрам излияния видна и по макроскопическим признакам. Цихис-джварские лавы бледносерого цвета, характеризуются параллелепипедальной отдельностью и пористостью, тогда как лавы Мухери темносерые и черноватые, характеризуются плитняковой отдельностью.

По петрографическому составу цихис-джварская порода Д. Белянкиным и В. Петровым (37) определена как андезит.

Породы с холма Мухери описаны Н. Смирновым. Бомбы представлены сильно пористыми и стекловатыми породами, а лавы характеризуются меньшей стекловатостью.

Детальное геолого-петрографическое описание пород Воронцовского плато дано С. Обручевым (269), различающим здесь несколько потоков, с чем не согласны Д. Белянкин и В. Петров, по мнению которых эти породы представляют «не более, как структурные разности одного единственного потока».

С. Обручевым все породы, представленные андезитами, разбиты на три группы. В первой группе плагиоклаз представлен № 67, 70, во второй группе — № 60 и в третье группе — № 53. Заинтересованные читатели могут найти их детальное петрографическое описание в работе упомянутого автора.

Таким образом, андезиты Цихис-джвари (вер. «860») и Бакуриани-Боржоми (гора Мухери) отличаются и микроскопически. Вторые стоят ближе к гуджаретским лавам.

Вулканический центр излияния лавы Гуджаретис-цхали связан с Тонетско-Бакурианским надвигом, Мухерский центр — как, с этим надвигом, так и меридиональным разломом, проходящим в районе Сакочава, а центр вершины «860» — с Блордза—Кодианским взбросо-надвигом.

с. Верхнечетвертичные андезито-дацитовые лавы Абул-Самсарской системы

Андезито-дацитовые лавы Абул-Самсарской системы детально еще не исследованы. Особенно спорными являются вопросы их возраста и центров излияния. Большинство исследователей считает их четвертичными и отмечает многочисленные центры излияний, расположенные в высокогорных частях Абул-Самсарской системы и Мокрых гор. Некоторые исследователи совсем отрицают излияние андезито-дацитовых лав в четвертичном периоде и считают эти лавы или плиоценовыми, или еще более древними. Большинству вершин Абул-Самсарской системы они приписывают чисто эрозионное происхождение.

Я не могу присоединиться ни к одному из этих взглядов. Во-первых, здесь развиты андезито-дацитовые лавы, которые следует датировать не по петрографическим, а по геологическим и геоморфологическим признакам. Во-вторых надлежит различать центры их излияния. Не исключена, конечно, возможность, что в некоторых случаях происходили разновременные излияния из одного и того же вулкана. Наконец, если здесь пользуются широким распространением кислые, вязкие лавы, то они безусловно должны иметь многочисленные центры излияния, как это наблюдается для верхнеплиоценовых андезито-дацитовых лав.

По моему мнению эти вершины не эрозионного происхождения, а вулканического и являются центрами излияния молодых четвертичных лав.

На основании всего вышеизложенного, а также личных немногочисленных наблюдений, я, прихожу к выводу, что в области Абул-Самсарской системы имеются многочисленные древние и молодые вулканы, — из последних в четвертичное время изливались андезито-дацитовые лавы.

Из этой системы наиболее бесспорной является группа вулканических вершин Тавкветили. Гора Тавкветили хорошо описана и изображена А б и х о м (12). «Среди первоначально однородных по своему строению вулканических конусов он (вулкан П. Г.) при последовательных, ясно различимых фазах своего развития, принял характер преимущественно стратовулкана. Тождественный с черной пористой лавой Самсарской системы изверженный материал, на южной стороне прекрасного колоколообразного Тавкветили в громадном обилии вырвался не из кратера, а из выше закрывшихся каналов извержения или жерл и обусловил своим покровообразным развитием лишь по одной стороне характерное образование передового вала, состоявшего из нескольких ярусов — уступов; подобно Педаментина на Везувии, вал этот переходит на высоте в 648 фута ниже вершины конуса в его склон».

В группу вулканических конусов Тавкветили входит коническая вершина Шавнабада и Бобер-даг. Первая из них, по Абиху — «имеет характер конуса поднятия, состоящего большей частью, из литоидного риолита». По указанию автора, на западном склоне произошло извержение аморфной лавы с покровообразным развитием. Гора Бобер-даг, согласно Абиху, сложена «весьма богатым роговой обманкой светлоокрашенным санидин-олигоклаз-трахитом».

Лавы Тавкветили спускаются в долину р. Кция и есть все основания для предположения, что они вызвали запруживание одного его правого притока, в результате чего образовалось Табисцхурское озеро.

В центральной и в южной частях Абул-Самсарской системы наличие верхнечетвертичных андезито-дацитовых лав является еще более спорным. В. Эдилашвили (105) отрицает их вовсе, а Н. Схиртладзе (338) относит эти лавы к верхнеплиоценовым андезито-дацитовым лавам. Предыдущие исследователи: Г. Абих (12), О. Карапетян (177), Е. Дьяконова-Савельева (148, 149) и Б. Мефферт (по материалам Фохта) отмечают здесь широкое развитие молодых лав и их центров излияния. Этого же мнения придерживаются Д. Белянкин и В. Петров (37).

В последнее время (1945 г.) здесь работали геолог А. Фокин и геоморфолог Л. Маруашвили (355). Согласно наблюдениям Л. Маруашвили, в указанной части Абул-Самсарской системы широко развиты молодые вулканы, давшие многочисленные потоки средних и кислых лав.

Л. Маруашвили в области Абул-Самсарской системы (включая сюда Тавкветили и Шавнабада) выделяет 21—22 вулканических конуса, сгруппированных в 15 массивах. Три группы конусов выделяются им в области вершины Тавкветили и Шавнабада, а остальные в области Абул-Самсарского хребта, из которых собственно группа Самсара состоит из 6—7 вулканических конусов, совокупность которых, по указанию автора, создает наиболее компактную часть Самсарского хребта. «Собственно Самсар (3285 м) — пишет Л. Маруашвили, — представляет гигантский трахитовый конус с поперечником основания в 7—8 км и относительной высотой в 800—900 м».

«Конус имеет обширный круглый кратер, диаметр дна которого равен почти 3 км. Дно кратера находится на высоте в среднем 2700 м от уровня моря и имеет волнистую поверхность, покрытую сплошными каменниками, часть которых должна представлять морены древнего оледенения. Кратер открыт к востоку, где на его краю воздымается паразитический экструзивный конус Кызыл-дага. . . С севера, запада и юга кратер окружен валом в виде подковообразного в плане скалистого гребня высотою до 400—500 м от дна кратера».

К главному конусу Самсарской группы с севера примыкает конус Каракузей, а к западному его склону — паразитический куполообразный массив из красной лавы г. Санглянское (2760 м). Купол г. Кызыл-даг (3100 м) сложен из красной лавы и имеет 500 м относительной высоты. К северо-востоку от Кызыл-дага на расстоянии 2,5 км от него Л. Маруашвили выделяет бескратерный конус г. Кара-даг (3052 м), сложенный серой и розовой лавой. К юго-востоку от Кызыл-дага он отмечает еще один вулканический конус (2855 м), который называет Третьим Собратом.

При движении на юг в сторону Большого Абула, по наблюдениям автора, на Самсарском хребте возвышаются два вулканических конуса — западный Кер-оглы (2924 м) и вулкан Абиха (около 2900 м).

«Первый из них — довольно крупный кратерный конус с торчащим из кратера остроконечным пиком, представляющим обелиск выжатой вязкой лавы. Вулкан Абиха имеет форму правильного усеченного конуса в 300 м относительной высоты. Оба конуса покрыты каменниками в чередовании с луговыми участками». (355).

К югу от вулкана Абиха, Л. Маруашвили выделяет мощный массив — Большой Абул (3301 м), возвышающийся на 1200—1300 м с краев Ахалкалакского плато. «Конус Б. Абула сложен дацитовой лавой, имеет диаметр основания в 6—7 км и увенчан тремя вершинками (центральной, северной и восточной) почти равной высоты».

В бассейне Тапараванского озера, восточнее г. г. Кер-оглы, Абиха и Б. Абула, Л. Маруашвили отмечает еще три вулканических конуса — г. г. Годореби (3131 м), Восточный Кер-оглы (2751 м) и Григорий (2773 м), из которых Восточный Кер-оглы, по описанию автора, является изящным эструзивным конусом, имеющим относительную высоту в 250 м. Наиболее крупным из всех является конус г. Годореби, характеризуемый скалистым гребнем и сплошными каменниками на склонах.

Крайним южным конусом Абул-Самсарского хребта является Малый Абул (2801 м). «Каменистый конус его, имеющий 250—300 м относительной высоты, сидит на широком основании, сплошь покрытом лугами».

Нет сомнения, что кроме вышеперечисленных вулканических конусов в этой части Артвинско-Сомхитской глыбы имеется и много других центров излияния молодых лав, которые, надо надеяться, будут обнаружены в результате дальнейших детальных исследований. Уже обнаруженные вулканические центры обращают на себя внимание не только в количественном отношении, но и по своему прямолинейному расположению. Все вышеприведенные конусы, за исключением группы Тавкветили—Шавнабада, расположены по полосе меридионального направления.

Это явление, по моему мнению, указывает на связь центров излияний с тектоническим нарушением — разломом, который описывается ниже (см. главу «Тектоника»).

По петрографическому составу лавы Абул-Самсарского хребта относятся в основном к дацитам и имеют такой же состав, как и лавы группы вулканов Тавкветила-Шавнабада. Этим объясняется то, что, несмотря на очень большое количество центров излияния, они не дают больших потоков и покровов, оказывающихся сосредоточенными в верхних частях вершин. Потоки этих лав очень короткие, чем отличаются от долеритовых потоков Ахалкалакского плато.

Таким образом, заканчивая общую характеристику вулканической деятельности четвертичного периода, следует заметить, что по своей активности и по объему излившейся массы она намного уступает верхнеплиоценовой вулканической деятельности и тем более — миоплиоценовой.

Это явление, по моему представлению, указывает на то, что трещины, служившие подводящими каналами для излияния лав в продолжение длительного периода, постепенно зарубцовались, что ограничивало свободное излияние лав последующих вулканических фаз.

8. *Интрузии неизвестного возраста*

В конце обзора я даю краткое описание интрузивов, возраст которых пока окончательно не выяснен и, которые не могут быть отнесены к определенным вулканическим фазам.

В исследованных областях таковыми являются Бардазорская и Гомаретская (Храмская) гранитоидные неоинтрузии.

Познакомимся вкратце с каждой из них.

1. Бардазорская интрузия

Бардазорская гранитоидная интрузия выходит в районе Садахло на северном склоне горы Ляльвар, в ущелье р. Бардазори, где она прорывает среднеюрские и сеноманские вулканогенные образования. В этом же районе—к юго-востоку от Бардазорского интрузива, на северо-западном склоне г. Лальвар имеются выходы других, так называемых Ляльварских диоритовых интрузий, секущих среднеэоценовые отложения. Взаимоотношение между этими интрузиями не выяснено. В. Грушевой (120), К Габуния и я с В. Эдилашвили (93) предполагаем, что все они являются дифференциатами одной магмы и по возрасту — моложе среднего эоцена и древнее олигоцена.

В настоящее время выясняется (193), что Бардазорская гранитоидная неоинтрузия с остальными неоинтрузиями Ляльвара связи не имеет и сто-

ит особняком. Это подтверждается микроскопическими исследованиями П. Киласония, установившей, что Бардазорская гранитоидная неоинтрузия резко отличается по своему петрографическому составу от остальных Ляльварских диоритовых неоинтрузий.

Как уже отмечалось выше, Бардазорская интрузия врезана в среднеюрские и сеноманские вулканогенные образования и представлена своей апикальной частью. Более молодых, чем сеноман, образований в районе распространения Бардазорского интрузива не имеется и, таким образом, его нижнюю возрастную границу бесспорно следует приурочить к сеноману, тогда как верхняя граница — остается не выясненной.

Г. Дзоценидзе высказал соображения в пользу отнесения Бардазорской интрузии к верхнемеловому магматическому циклу.

По внешнему виду породы Бардазорской интрузии имеют красновато-розовый цвет и мелкокристаллическую структуру. Они определены П. Топурия (93) как кварцевые диориты и кварцевые альбитофиры.

П. Киласония (193) различает в них 6 разновидностей пород: 1) мелкозернистые кварцевые диориты; 2) среднезернистые кварцевые монцониты; 3) среднезернистые аплитовидные кварцевые монцониты; 4) среднезернистые аплит-пегматиты; 5) мелкозернистые гранит-порфиры и 6) кварц-альбитофиры.

По наблюдениям П. Киласония, в восточной периферии выхода обнажена апикальная часть интрузива, а в западной — более глубокие зоны, что устанавливается на основании широкого развития ксенолитов и большого разнообразия пород в первом случае, и отсутствия ксенолитов — во втором.

Общий характер выхода интрузивного тела указывает на штокообразную форму залегания его.

В заключении следует заметить, что для окончательного выяснения вопроса о возрасте Бардазорской интрузии и взаимоотношения ее с ляльварскими диоритовыми интрузиями необходимы более детальные геолого-петрографические исследования.

2. Гомаретская (Храмская) интрузия

Гомаретская гранитоидная неоинтрузия выходит на южной периферии Храмского массива и макроскопически очень похожа на древние гранитоиды, вследствие чего предыдущими исследователями она из них не выделялась. Наличие в Храмском массиве выходов неоинтрузии впервые было констатировано Б. Беликовым (29) на основании петрографических исследований пород. Впоследствии выходы кварц-порфировых и гранит-порфировых неоинтрузий были описаны Т. Казахашвили и Г. Ло-

ладзе (173). Однако геологического обоснования принадлежности их к неоинтрузиям указанными авторами дано не было. Этот пробел был заполнен В. Эдилашвили (392), обнаружившим в районе с. Гомарети сечение юрских и среднемеловых отложений гранитоидными интрузиями. Эти места были мною осмотрены совместно с В. Эдилашвили в 1938 г.

По данным В. Эдилашвили неоинтрузии имеют наибольшее распространение по южной периферии Храмского массива.

Среди неоинтрузий преобладают гранит-порфиры и неравномернозернистые аплитовидные граниты, затем — нормальные граниты и, наконец, кварц-альбитофиры.

Неоинтрузии представлены различной мощности дайками и небольшими штокообразными телами, секущими как древние кристаллические породы Храмского массива, так и юрские и среднемеловые образования, что хорошо наблюдается в районах с. с. Гомарети, Визировка и на восточных склонах г. Лысой.

Граниты, обнажающиеся у с. Гомарети, Мамула-сопели и в ущелье р. Храми, по своему минералогическому составу очень похожи на древние граниты, иногда отличаясь от них свежим видом и розовой окраской.

По данным Б. Беликова (29) подобные граниты встречены на расстоянии 3-х км от Молотово, и представлены анортоклазовым нормальным гранитом.

Неравномернозернистые аплитовидные граниты выходят в районе горы Гелидаг и у с. Гомарети. В последнем пункте гранит в виде дайки сечет вулканогенную толщу сеномана (392).

Гранит-порфиры обнажаются у с. с. Гомарети, Мамула-сопели (у спуска из Молотово в ущелье р. Храми, восточнее с. Хараба) и в районе горы Гели-даг. Они выражены (392) дайками, секущими древние кристаллические породы Храмского массива, юрские и среднемеловые отложения. Гранит-порфирами представлены также периферические части указанных выше гранитов.

Контактовые явления боковых пород должным образом не изучены. Близ контакта часты жилы кварца, пирита и халькопирита; кроме того, в осадочных толщах наблюдаются типичные кварциты и роговики, иногда сульфидизированные. У с. Диди-Гомарети нижние туффиты и лейасские отложения совершенно преобразованы неоинтрузиями; туфогенные породы сеномана перекристаллизованы, в них встречаются мелкие жилы гранитов (в несколько миллиметров). В гранитах часты окварцованные ксенолиты сеноманских туфопесчаников. Один образец из этих ксенолитов В. Эдилашвили (392) определен как мигматит.

Интенсивное окварцевание и ороговикование сеноманских отложений наблюдались автором и на восточном склоне г. Лысой.

По аналогии с Локскими, мы (102) условно считали неоинтрузии Храмского массива третичными, но в настоящее время, мне кажется возможным, пока, разумеется условно отнести их к верхнемеловому вулканическому циклу и, таким образом, считать их аналогами Бардазорской интрузии.

Имеющиеся в литературе описания вышеуказанных гранитоидов говорят о одинаковом петрографическом характере этих пространственно разобщенных между собой интрузивов, что также является важным фактором для их синхронизации и приурочивания к одной фазе магматической деятельности.

В заключение следует еще раз отметить, что возраст большинства описанных выше неоинтрузивов окончательно не выяснен и для его обоснования требуются дополнительные исследования.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

После ознакомления со всем имеющимся фактическим материалом по мезо- и кайнозойскому вулканизму, подытоживая вышеизложенное, можно сделать некоторые общие выводы.

Всю магматическую деятельность следует разбить на отдельные циклы, причем один полный магматический цикл, в моем понимании, охватывает эффузивную и интрузивную фазы вулканизма и во времени соответствует геологическому циклу. Магматический цикл начинается эффузивной фазой, во времени совпадающей с литогенезом геологического цикла и заканчивается интрузивной фазой — совпадающей с орогенезом.

Исходя из этого положения, мезо- и кайнозойский вулканизм, естественно, может быть разбит на следующие магматические циклы:

1. Верхнетриасский и нижнелейасский
2. Среднеюрский
3. Средне- и верхнемеловой
4. Палеоцен — среднеэоценовый
5. Верхнеэоценовый
6. Средне- и верхнемиоценовый
7. Верхнеплиоценовый
8. Четвертичный

1. Верхнетриасский и нижнелейасский магматический цикл представлен только одной эффузивной фазой, приуроченной к некоторым частям Закавказской плиты и петрографически характеризующейся кварц-порфиро-альбитофировым составом. Породы основного состава играют здесь подчиненную роль и приурочены к нижним горизонтам туфогенной толщи (Дзи-

рульский массив), т. е. магматическая деятельность начинается излиянием основных лав.

Второй особенностью этой эффузивной фазы является извержение и накопление вулканических продуктов на суше, а не в морских бассейнах. Вулканическая деятельность, по моему представлению, совпадает с общим опусканием всего Кавказа.

От последующего — среднеюрского магматического цикла этот цикл отделен длительной паузой и объединение их в один общий цикл (145), по моему, не совсем приемлемо.

2. *Среднеюрский магматический цикл*, являясь самым мощным в мезозое, представлен эффузивной и интрузивной фазами.

Эффузивная фаза в этом случае также совпадает с общим опусканием всего Кавказа. В Локском массиве она начинается излиянием кислых кварц-порфировых лав; в остальных же районах происходит излияние основных лав — спилитов (альбитизированных порфиритов).

Среднеюрская вулканогенная толща представлена в основном порфиритами и их пирокластолитами с преобладанием последних. По исследованиям Г. Дзоценидзе (145) во всех случаях преобладают авгитовые порфириты, тогда как роговообманковые и плагиоклазовые порфириты имеют локальное распространение. По химическому составу эта спилитово-порфиритовая вулканогенная формация имеет четко выраженный известково-щелочный характер. Пользуясь необыкновенно широким развитием, эта толща приурочена не только к геосинклинальным областям, но широко распространена также и на глыбах.

Интрузивная фаза среднеюрского магматического цикла характеризуется внедрением мощных Хевис-джварской и Перпенджанской гранитоидных интрузий, совпадающих во времени с батской орогенической фазой. По химическому составу эти интрузии близко стоят к кислым эффузивам вулканогенной свиты байоса, и, по всей вероятности, являются остаточной магмой существовавшего ранее большого магматического бассейна.

3. Средне- и верхнемеловой магматический цикл также характеризуется мощной вулканической деятельностью, представленной эффузивной и интрузивной фазами. В отличие от среднеюрской, эффузивная фаза этого цикла характеризуется разнообразным химико-петрографическим составом.

Вулканическая активность этого периода тесно связана с начавшимся расчленением единой Закавказской плиты на отдельные более мелкие геотектонические единицы, с зарождением Аджаро-Триалетской геосинклинали и отделением Артвинско-Сомхитской и Грузинской глыб. В первой происходят излияния основных лав и их пирокластолитов, а на второй — лав кислого состава. Такое различие в магме, очевидно, является следствием ее гравитационной дифференциации, обусловленной более интенсивным

опусканием Аджаро-Триалетской геосинклинали и сравнительно незначительным — Артвинско-Сомхитской глыбы. Вулканогенные образования Грузинской глыбы являются отголосками вулканической деятельности Аджаро-Триалетской геосинклинали и петрографически очень мало отличаются от одновозрастных образований последней. Вулканические центры, из которых происходили излияния, расположены на границе этих двух геотектонических единиц (ущелье р. Чхеримела).

По химическому составу лавы Аджаро-Триалетской геосинклинали представлены известково-щелочными породами, характерными для складчатых зон. Здесь они играют роль аналогичную спилитово-порфиритовой формации средней юры.

Лавы Артвинско-Сомхитской глыбы имеют кислый состав и вся вулканогенная толща представлена альбитизированными дацитами и их пирокластолитами. Центры излияний расположены в пределах самой глыбы, а не на границе с Аджаро-Триалетской геосинклиналью, как это предполагает Г. Дзоценидзе (145).

В Артвинско-Сомхитской глыбе и в южной части Аджаро-Триалетской геосинклинали вулканическая активность началась в сеномане и закончилась в сеноне, а в северной части геосинклинали и на южной периферии Грузинской глыбы она началась в верхнем апте и закончилась в туроне.

К интрузивной фазе этого магматического цикла, мною условно относятся Бардазорская и Храмская гранитоидные неоинтрузии. Эти интрузии следует приурочить к ларамийской, а не к австрийской фазе складчатости как это делает Г. Дзоценидзе (145), так как в области Артвинско-Сомхитской глыбы они прорывают сеноманские и туронские образования.

4. Палеоцен — среднеэоценовый магматический цикл, отделенный от мелового цикла значительным периодом затишья, является наиболее мощным для Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Эффузивная фаза впервые проявляется в конце палеоцена или в начале нижнего эоцена на границе Аджаро-Триалетской геосинклинали и Артвинско-Сомхитской глыбы и представлена кислыми продуктами извержения. Затем, вулканическая деятельность временно прекращается, вновь вспыхивая с необыкновенной силой в конце нижнего эоцена и непрерывно длится до оверзского яруса включительно. Кульминационной точки своего развития она достигает в среднем эоцене. В результате этой вулканической активности в области Аджаро-Триалетской геосинклинали образовалась вулканогенная толща огромной мощности, представленная в основном авгит-лабрадоровыми порфиритами и их пирокластолитами.

На Артвинско-Сомхитской глыбе вовлеченной в находящие движения

Аджаро-Триалетской и Армянской геосинклиналей, образуется сравнительно меньшей мощности и распространения вулканогенная толща.

По химическому составу породы среднего эоцена принадлежат известково-щелочной серии, приуроченной обычно к орогенным зонам. Эти породы образуют диабазово-порфиритовую формацию, эквивалентную офиолитовым оформациям, характерным для геосинклинальных складчатых систем.

Интрузивная фаза этого цикла представлена сиенито-диоритовыми и габбро-диоритовыми интрузиями Аджаро-Триалетской геосинклинали, внедрение которых совпадает с предверхнеэоценовой (триалетской) орогенной фазой.

Принадлежность указанных интрузий именно к этой фазе вулканической деятельности подтверждается их общим петрографическим характером и химическим составом.

5. Верхнеэоценовый магматический цикл, подобно фациям морских отложений этого периода, характеризуется пестротой состава продуктов извержения.

Они представлены в основном двумя отличающимися друг от друга сериями (145):

а) известково-щелочной (адигенская свита), приуроченной к Аджаро-Триалетской геосинклинали, и b) калиевых пород Гурии (трахиты, калибазальты и тефриты), приуроченной к переходной зоне между геосинклиналью и Грузинской глыбой.

Это явление вместе с другими факторами (фации, мощности отложений и тектоника) ясно указывает на начавшееся расчленение Аджаро-Триалетской геосинклинали и на отщепление от нее Гурийской депрессии.

Известково-щелочные породы адигенской свиты по химическому составу очень близки к среднеэоценовым вулканогенным породам, что, видимо, свидетельствует о питании их одним и тем же магматическим очагом. В верхнеэоценовых эффузиях намечается только некоторое повышение содержания калия и авгита, хотя этот последний в большом количестве присутствует и в некоторых среднеэоценовых туфобрекчиях.

Интрузивная фаза верхнеэоценового вулканизма представлена габбро-диоритами и цеолитсодержащими интрузиями, приуроченными к Аджаро-Триалетской геосинклинали и анальцимовыми сиенитами, приуроченными к Гурийской подзоне. Внедрение их в этом случае совпадает с пиренейской орогенной фазой.

Вулканизм верхнеэоценового периода по своей мощности намного уступает среднеэоценовому, что, по моему мнению, также указывает на начало вырождения Аджаро-Триалетской геосинклинали. Последнее явление более четко выявляется в олигоценовом и последующих периодах, когда в области геосинклинали или совершенно прекращается вулканическая активность

(в олигоцене), или же проявляется лишь спорадически и то в зоне соприкосновения ее с Артвинско-Сомхитской глыбой (годердзская свита).

6. Средне- и верхнемиоценовый магматический цикл хорошо проявляется только в области Артвинско-Сомхитской глыбы и то лишь в эффузивной фазе. Он здесь начинается излияниями основных — долеритовых и базальтовых лав и заканчивается излияниями кислых — андезито-дацитовых и дацитовых лав, происходившими в основном из трещин и, в редких случаях, из вулканов центрального типа.

Интрузивная фаза магматической деятельности этого периода пока не выявлена.

7. Верхнеплиоценовый магматический цикл хорошо выражен в области Артвинско-Сомхитской глыбы (Джавахетская зона) и в незначительной части южной зоны Аджаро-Триалетской геосинклинали (хребет Персати, Ахалцихская депрессия).

Эффузивная фаза вулканизма этого периода представлена излияниями кислых андезитовых и дацитовых рассланцованных лав.

К интрузивной фазе магматической деятельности этого периода мною условно относятся основные породы — габбро и мончикиты, прорывающие в Ахалцихской депрессии олигоценовые и миоценовые отложения и анортоклазовые трахиты Гурии, прорывающие киммерийские отложения и несогласно перекрывающиеся Гурийскими слоями.

8. Магматический цикл четвертичного периода представлен двумя эффузивными фазами — древнечетвертичной и верхнечетвертичной и приурочен в основном к Артвинско-Сомхитской глыбе и, частично, к южной периферии Аджаро-Триалетской системы; первая фаза в обоих областях представлена основными долеритовыми и долерито-базальтовыми потоками, а вторая фаза — как основными (долериты и андезито-базальты), так и кислыми (андезито-дациты и дациты) потоками и покровами. Центры их излияния приурочены большей частью к тектоническим разломам.

По своей активности и по объему излившихся лав вулканическая деятельность четвертичного периода намного уступает верхнеплиоценовой и, тем более — миоценовой, что, по всей вероятности, обусловливается постепенным зарубцеванием трещин, по которым происходили излияния, служившие каналами в продолжение длительного периода.

Из всего вышеизложенного следует, что:

1) мощные эффузивные фазы магматических циклов и здесь связаны с нисходящими движениями регионального масштаба, а интрузивные фазы — с орогенными фазами;

2) вулканическая деятельность в геосинклинальных областях начинается излияниями основных лав, а в областях глыб — смешанных, причем в

последних не наблюдается строгой закономерности в последовательности излияния;

3) вулканическая деятельность в геосинклинальных областях большею частью заканчивается извержениями средних и основных магм, а в областях глыб — всегда заканчивается извержениями кислых магм. Эти явления, повидимому, являются следствием гравитационной дифференциации одной магмы под влиянием неравномерного погружения различных геотектонических зон и ассимиляции вмещающих пород.

IV. ТЕКТОНИКА

Исследуемая область, как выше уже было указано, обнимает южную часть Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетскую складчатую систему и восточную часть Артвинско-Сомхитской глыбы.

Эти геотектонические единицы, оказываясь под влиянием общих тектонических воздействий, вследствие разных мощностей и составов слагающих их геологических образований и различной глубины залегания жесткого субстрата, характеризуются резко различающимися тектоническими структурами.

А. Южная периферия грузинской глыбы

В описываемой части Грузинской глыбы мною выделяются (см. выше) три зоны: Колхидская, Центральная или Дзирульская, и Молассовая.

1. Колхидская зона

Тектоническая структура Колхидской зоны выявлена очень слабо, так как развитые здесь третичные и мезозойские образования перекрыты мощными четвертичными отложениями. В северной части Колхидской зоны установлены короткие кулисообразно расположенные, укзие, покровного характера, антиклинальные складки и широкие чашеобразные синклинальные депрессии, характеризуемые пологим залеганием свит. Более сильные нарушения наблюдаются в южной и северной частях зоны вдоль непосредственного соприкосновения, с одной стороны с Аджаро-Триалетской складчатой системой и с другой — со складчатой системой южного склона Большого Кавказа. Здесь наблюдаются крутые и даже опрокинутые в сторону Колхидской низменности складки.

Не исключена возможность, что Колхидская зона, крупными, меридионального направления, разломами расчленена на более мелкие глыбы. Высокое положение мезозойских отложений «Комплекса Асхи» (132) и глубокое их залегание под верхнетретичными отложениями в центральной части Колхидской низменности вполне возможно является результатом наличия крупных разломов. Наряду с разломами меридионального направления могли существовать и широтные или близкие к широтным разломы,

способствовавшие дифференциальному движению этих более мелких глыб.

Таким образом, я рассматриваю Колхидскую зону, как разбитую на отдельные мелкие глыбы, погруженную часть Грузинской глыбы, где отсутствуют четко выраженные и выдержанные на большом расстоянии складки.

2. *Дзирульская зона*

а. Пликативные дислокации

Эта зона резко отличается от соседних с нею зон Грузинской глыбы высокой приподнятостью и обнаженностью древних кристаллических пород субстрата глыбы и перекрывающих их мезозойских отложений, претерпевших слабую дислокацию. Третичные отложения, представленные только олигоценом и средним миоценом, залегают почти горизонтально, перекрывая трансгрессивно и с большим угловым несогласием более древние образования. Среди последних особого внимания заслуживает метаморфизованная толща глинистых сланцев кембрия, дающая возможность наметить в общих чертах направление древней складчатости Грузинской глыбы.

Тектоническое строение центральной части этой зоны детально изучено мною и С. Чихелидзе (94, 95, 96, 382). На основании имеющихся данных тектоническое строение зоны представляется в следующем виде:

Древние палеозойские структуры Дзирульской зоны точно не установлены. О них можно судить только по кристаллическим сланцам и метаморфизованной толще кембрия. В обнажающихся во многих местах кристаллических сланцах хорошо развита сланцеватость ЮЗ—СВ простирания. Такое же простирание имеют и глинистые сланцы метаморфизованной толщи или филлиты. Падение сланцеватости в обоих формациях крутое от 70° до 90°. Того же направления рассланцованность наблюдается в гнейсах, кварцевых диоритах (серых гранитах) и розовых гранитах Дзирульского массива. На основании этих данных можно заключить, что простирание древней складчатости было ЮЗ—СВ.

В настоящее время еще в нашем распоряжении нет точных данных для выделения этих древних складок. Если допустить, что современные выходы филлитов и метаморфизованной глинистой толщи сохранились от размыва в древних синклинальных депрессиях, то можно наметить, по крайней мере, четыре более или менее крупные складки палеозойского возраста.

Первая — самая северная — синклиналь намечается вдоль выходов филлитов в районе с. с. Бжиневи и Квадаура, где они падают на СЗ под крутым углом. Синклинальная складка здесь, повидимому, опрокинута на юго-восток. В этом же районе филлиты с большим угловым несогласием

перекрываются лейасскими и байосскими образованиями, смятыми в синклинальную складку того же простирания. Таким образом, эта юрская, и как увидим ниже, меловая синклиналь, в общих чертах, совпадает с древнепалеозойской синклиналью.

Вторую — южную — синклиналь можно условно наметить вдоль выходов метаморфизованной толщи Чорчанского района. Хотя филлиты здесь разорваны гранитными интрузиями, но сохранившаяся довольно мощная часть их, возможно, приурочена к синклинали. Простирание метаморфизованной толщи и здесь ЮЗ—СВ, падение крутое от 70 до 90°.

Между этими двумя параллельными синклинальными складками естественно допустить наличие антиклинальной складки, проходящей через возвышенность г. Ткемта. Эта антиклиналь более четко намечается в мезозойских отложениях и, по всей вероятности, в этом случае также имеет место совпадение более молодой складки с древней. В юго-западном направлении эта антиклиналь быстро погружается и в Аджаро-Триалетской складчатой системе не прослеживается.

Вторую антиклинальную складку того же направления можно наметить к северо-западу от первой синклинали — вдоль водораздельного хребта между р. р. Дзирула и Квирила. Она более четко выражена в юрских и меловых отложениях. В данном случае также намечается совпадение древних и молодых складок.

Что происходит в юго-западном направлении с этими доюрскими складками не известно. В настоящее время все они, за исключением последней, продолжаются только до Аджаро-Триалетской складчатой системы, где перекрываются крупным надвигом Аджаро-Триалетского хребта. Важно отметить, что в северной части Аджаро-Триалетской складчатой системы складки имеют иное простирание. Если даже допустить продолжение древних складок Грузинской глыбы в глубоких частях Аджаро-Триалетской геосинклинали, то приходится полагать, что они не смогли оказать существенного влияния на направление молодых складок.

Что касается древних дизъюнктивных нарушений, то выявить их здесь не представляется возможным.

В отличие от палеозойских, мезозойские и нижнетретичные складки хорошо выражены как в центральной, так и в периферической частях Дзирульской зоны. В центральной части зоны проходит широкая синклинальная депрессия, разделяющая Дзирульский массив на две части — северо-западную и юго-восточную. Эта депрессия известна еще со времени С. Симоновича и А. Сорокина (318) и Е. Фурнье (359). Е. Фурнье ее назвал синклиналью Лаше. Позже эта складка была описана мною, совместно с С. Чихелидзе (94) под названием *Бжиневско-Сакасрийской*

синклинали а еще позже мной (95) под названием *Гореша-Харагоульской синклинали.*

Эта складка хорошо выражена как в юрских отложениях, так и в меловых; ось ее проходит вдоль с. с. Базалети (ниже ст. Харагоули), Гореша и Бжиневи и далее вдоль ущелья р. Дзирула. Направление оси ЮЗ—СВ в общих чертах совпадает с направлением древней палеозойской синклинали. К северо-востоку ось складки постепенно воздымается, а к юго-западу погружается. Вследствие этого в северо-восточной части она сложена только лейасскими и байосскими образованиями, а в юго-западной — к юго-западу от ущелья р. Сакасриа (левый приток р. Дзирула) — в строении складки принимают участие также меловые отложения.

Складка осложнена многочисленными взбросо-надвигами, но, несмотря на это, общая структура ее мало изменена. Важно отметить, что она имеет асимметричное строение: в северо-западном крыле падение слоев юрских отложений там, где отсутствуют дизъюнктивные нарушения, много положе, чем в юго-восточном крыле. Так, например, в районе с. Бжиневи падение юрских пород не превышает 50°, в среднем равняясь 30—35°, а в этом же районе, в юго-восточном крыле достигает 65°. Асимметричное строение складки еще более четко выражено юго-западнее ущелья р. Сакасриа между с. с. Гореша и Харагоули, где в строении ее принимают участие уже и меловые образования. Вдоль всей этой полосы очень ясно видно пологое падение северо-западного крыла и крутое юго-восточного, но в обоих случаях углы падения пород юры превышают таковые пород мела. Так, например, угол падения юрских отложений почти везде равен 20—30°, а меловых отложений — 12—15°. Более сложная картина наблюдается в юго-восточном крыле складки. Здесь большей частью падение как юрских, так и меловых отложений крутое и между ними нет такого явного углового несогласия. Однако в ряде случаев это несогласие все же наблюдается. В среднем угол падения юрских отложений составляет 80—90°, а меловых — 75—85°. В некоторых случаях наблюдается также опрокинутое залегание обеих свит, что вызвано взбросами, проходящими вдоль юго-восточного крыла синклинали. Это явление хорошо выражено у с. Гореша и далее по правобережью р. Джихвела близ с. Ислари. В этой части складка максимально погружена и перекрыта среднемиоценовыми отложениями, не участвующими в ее строении и залегающими почти горизонтально (см. рис. 3), что ясно указывает на досреднемиоценовый возраст складки.

К югу — в направлении Ахалцихско-Имеретинского хребта — Гореша-Харагоульская синклиналь прослежена быть не может по причине развития вдоль северной предгорной части этого хребта среднемиоценовых отложений, смятых в синклинальную складку, почти перпендикулярного к первой направления. Однако, ясно, что в этом направлении Горе-

реша-Харагоульская синклиналь быстро погружается. Учитывая данные по ущельям Джанаура, Легванис-цхали и Бжолис-хеви, где меловые отложения падают в общем на юг и непосредственно увязываются с меловыми отложениями Парцхнальского района, есть основание считать, что Горешa-Харагоульская синклиналь заканчивается в Парцхнальском районе.

В ущельях р. р. Чхеримела, Квадаура и Сакасриа наблюдается несовпадение осевых линий юрских и меловых отложений этой синклинали. Осевая линия синклинали проходит в юрских отложениях немного северо-западнее, чем в меловых. Таким образом, мы здесь имеем дело с разновозрастными складками — донижнемеловой и донижнемиоценовой —, совпадающими в общих чертах с древней палеозойской синклиналью.

К северо-западу от Гореша-Харагоульской синклинали вдоль обнаженной части кристаллических пород Дзирульского массива проходит крупная антиклинальная складка, также продолжавшая развиваться в течение юрского и мелового периодов. В районе Кандара (к северу от с. Шроша), она периклинально заканчивается, будучи усложненной небольшой Кандарской синклиналью.

В юго-западном и в южном направлениях в сторону долины р. Чхеримела и Ахалцихско-Имеретинского хребта, до выходов среднемиоценовых отложений, широко развиты вулканогенные образования байоса, угол падения которых от контакта с лейасскими отложениями до границы миоценовых отложений постепенно уменьшается. Так, в районе с. с. Шроша, Циплакакиа и др., угол падения байоса, равен 20—25° (лейаса — больше), южнее в ущелье р. р. Глинавис-геле и Чхеримела, он доходит до 10—12°, а в ущельи р. Буримела (левый приток р. Чхеримела), к юго-востоку от ст. Шорапани не превышает в среднем 15—20°. Иными словами, в сторону Аджаро-Имеретинского хребта юрские образования дислоцированы слабее чем в синклинальной части — внутри Дзирульского массива.

Вторая крупная антиклинальная складка в Дзирульской зоне, названная мною Чхерской, проходит вдоль водораздельного хребта между р. Дзирула с одной стороны и р. р. Чхеримела и Сурамула с другой. Ядро этой складки также представлено кристаллическими породами Дзирульского массива. В сводовой части ее только на вершинах Никораглу и Тке-мта сохранились от размыва байосские вулканогенные породы, непосредственно залегающие на кристаллических породах массива. Осевая линия складки имеет ЮЗ—СВ простирание и, как все складки этой зоны, постепенно погружается в юго-западном направлении и воздымается в северо-восточном. В центральной части складки, перпендикулярно оси, врезана Ципская диоритовая интрузия.

В районе старой крепости Чхери (близ ст. Харагоули) антиклиналь быстро погружается и здесь над кристаллическими породами появляются

юрские и меловые отложения, в которых ясно видно периклинальное окончание складки. Уже по левой стороне р. Чхеримела, в ущельи Джанаура складки заканчиваются и несогласно перекрываются миоплиоценовыми отложениями, падающими подобно юрским и меловым на юг.

На указанной периклинали по правому борту ущелья р. Чхеримела, выше по течению, юрские и меловые отложения, будучи надвинутыми на кристаллические породы ядерной части антиклинали, падают вертикально.

Северо-западное крыло антиклинали сложено крутопадающими отложениями юры и мела и осложнено также крутопадающими взбросами. Юго-восточное крыло антиклинали имеет более спокойное строение; начиная от Марелисского района и кончая районом Али, оно сложено лейасскими, байосскими и меловыми образованиями, падение которых, за некоторыми исключениями, направлено на юго-восток или на юг под углом в среднем в 25—30° в юрских отложениях и в 15—20° в меловых.

Таким образом и эта складка имеет асимметричное строение и наклонена на северо-запад. В районе Молити, Ципа и Сурами она разбита крупными и мелкими нарушениями, описание которых приводится ниже.

В Сурамском районе, уже в третичных отложениях, проходят две небольшие складки — синклинальная и антиклинальная.

Первая из них хорошо вырисовывается в кварцевых песках к северу от Сурамской крепости. Ось складки имеет также простирание ЮЗ—СВ, с постепенным погружением на северо-восток. Северное крыло сложено верхнемеловыми отложениями, а южное — песчаниками Сурамской крепости и обнажающимися под ними гипсоносными глинами олигоцена. Близ ст. Сурами синклинальная складка обрывается крупным надвигом верхнемеловых известняков. Вдоль р. Сурамула она разбита сбросо-сдвигом.

К юго-востоку от синклинали в олигоценовых отложениях проходит небольшая антиклинальная складка того же простирания, также обрывающаяся указанным надвигом и разбитая сбросо-сдвигом долины р. Сурамула. Обе эти складки слегка опрокинуты на северо-запад.

В южной части Дзирульского массива, к северу от надвига Аджаро-Триалетской складчатой системы, проходит сложная синклинальная складка. Ее, как уже было указано, можно проследить в ущельях р. р. Звара, Бжолис-хеви, Легванис-цхали, Джанаура, Джихвела и Буримела. Оба крыла наблюдаются только в ущельях р. р. Бжолис-хеви и Легванис-цхали, а в остальных частях можно видеть лишь северное крыло складки. Южное крыло во всех случаях разорвано крупным надвигом Аджаро-Триалетской системы и осложнено второстепенными мелкими складками и разрывами: оно опрокинуто на север. Мульда складки сложена среднемиоценовыми отложениями, имеющими в северном крыле пологое залегание, а в южном —

крутое, в ряде мест даже опрокинутое на север. Складка, очевидно, испытала движение с юга на север.

Осевая линия имеет в среднем широтное простирание, в общем совпадающее с простиранием складок Аджаро-Триалетского хребта. Иначе говоря, она всецело подчинена движениям этой системы и влияния направления древних складок здесь не чувствуется.

ЮЗ—СВ направление складок в мезозойских отложениях Дзирульской зоны может быть объяснено только влиянием древней складчатости. Такая же картина наблюдается и в Артвинском, Храмском и Локском массивах, до образования Аджаро-Триалетской геосинклинали, по всей вероятности, представлявших непосредственное продолжение Дзирульского массива. Таким образом, по моему представлению, здесь имеется одна крупная геосинклиналь нижнего палеозоя, в результате каледонской и герцинской складчатостей консолидировавшаяся в одну большую плиту, впоследствии расчленившуюся на отдельные изолированные друг от друга глыбы. На этом вопросе я подробно останавливаюсь ниже при описании истории развития геотектонических зон Грузии.

b. *Диз'юнктивные дислокации*

Выше уже указывалось вскользь, что все описанные складки разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного характера, хорошо выявленными в крыльях складок в осадочных толщах и очень слабо в кристаллических формациях Дзирульского массива. Следует предполагать, что здесь их также много, но они не обнаруживаются вследствие отсутствия маркирующих образований. В северо-западном крыле Гореша-Харагоульской синклинали мною и С. Чихелидзе (94) установлено два более или менее крупных нарушения, взбросо-надвигового характера.

Первое из них проходит по контакту юрских отложений с кристаллическими породами массива. Оно начинается в с. Шроша на западе и продолжается на восток до с. Вертквилис-чала. В с. Шроша нижние туффиты, кварцевые песчаники и среднелейассовые красные известняки, вместе с байосскими образованиями, надвинуты на кристаллический массив. По этой причине нижние туффиты немного восточнее впадения р. Мачарула в Дзирулу тектонически выклиниваются между массивом и кварцевыми песчаниками. Здесь и далее на восток туффиты и лейасские отложения поставлены на голову и к ним очень часто приурочены зеркала скольжения. В районе с. Самеба аналогичное явление наблюдается в кварцевых песчаниках, а в районе с. Убиса — в красных известняках. В последнем пункте, кроме надвига, наблюдаются мелкие сдвиги, секущие надвиг. Далее на восток, в ущелье р. Квадаура, красные известняки совсем выклиниваются и с массивом непосредственно соприкасаются образования байо-

са. Между ущельями р. р. Квадаура и Сакасрнас-геле этот надвиг, по всей вероятности, перекрывается меловыми отложениями, снова хорошо прослеживаясь в районах с. с. Бжиневи и Вертквилис-чала, уже с меньшей амплитудой. Таким образом, это надвиг домелового возраста.

К западу от с. Шроша надвиг затухает и дальше не прослеживается. На его продолжении между Мачарулой и Кандарой, проходит сброс с опущенным южным крылом, который западнее переходит в ущелье р. Глинавис-геле, а еще далее в ущелье р. Квирила, перекрываясь на водоразделах караганскими отложениями, что указывает на его досреднемиоценовый возраст. Небольшие сбросы такого же возраста проходят в самом районе Кандара на периклинальном окончании описанной выше антиклинали.

Второе взбросо-надвигового характера нарушение, также домелового возраста, проходит южнее первого в самой вулканогенной толще байоса. И. Кузнецов (213), отрицая его существование, считает выходящие в ущелье р. Дзирула у Самебского моста, среди вулканогенных пород красные известняки находящимися в нормальном залегании, но слои с фауной *Stephanoceras Freicineti*, залегающие под среднелейасскими красными известняками, бесспорно относятся к байосу, а не к лейасу. Таким образом, тектонический характер залегания этих известняков среди байосских образований не вызывает никакого сомнения. Подобная картина наблюдается и далее на восток в самом с. Самеба и, еще далее, в районе с. Бжиневи. Восточнее с. Бжиневи это нарушение прослеживается до с. Хуневи, где в ущелье р. Дзирула обрывается поперечными сбросами. В районе с. Гореша оно несогласно перекрывается меловыми отложениями.

К западу от с. Шроша эта дислокация прослеживается южнее месторождения огнеупорных глин участка Мачарула, а еще западнее скрывается под караганскими отложениями. В районе с. Шроша, на левом склоне р. Дзирула и в ущельи р. Глинавис-геле, также имеются почти меридионального направления, нарушения сдвигового характера, у которых восточные крылья сдвинуты в северном направлении.

В северном крыле Гореша-Харагоульской синклинали проходит другой ряд нарушений, из которых главным является, так называемый Габаурский взброс (94), который можно было-бы называть и Лашским взбросом. На востоке он начинается в с. Амашукети и проходит через с. Гореша по балке Габаура, пересекает р. р. Квадауру и Карнебу и, следуя по правому склону р. Карнеба, в районе с. Лаше ниже красного тоннеля пересекает р. Чхеримелу и западнее, около горы Сабукиа, скрывается под третичными отложениями. Вдоль всей этой линии, во многих пунктах наблюдается поднятие юго-восточного крыла взброса. Особенно типичен район с. Лаше.

Здесь в северо-западном крыле выходят отложения баррема апта и нижней свиты мтавари, залегающие впритык с байосскими образованиями юго-восточного крыла взброса (рис. 2). Вертикальная амплитуда взброса не велика, — в среднем она составляет 250—300 м.

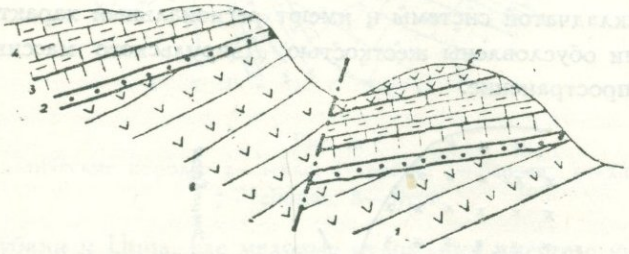


Рис. 2.
1—байос; 2—конгломераты баррема; 3—барремские известняки; 4—аптские мергели; 5—вулканогенные породы нижнего альба.

Более крупные нарушения наблюдаются в юго-восточном крыле Гореша-Харагоульской синклинали. Здесь проходят два вбросо-надвига.

Первый из них начинается в с. Окона (близ с. Гореша) и продолжается на юго-запад в Харагоули; затем, перейдя р. Чхеримела у ст. Харагоули, переходит в с. Вани, где, пересекая миоценовые отложения, скрывается под надвигом Ахалцихско-Имеретинского хребта. Вдоль этой линии в многочисленных естественных обнажениях наблюдается надвигание байосских вулканогенных образований на разные горизонты меловых отложений юго-восточного крыла Гореша-Харагоульской синклинали, опрокинутых на северо-запад. Для иллюстрации приведем небольшой разрез из Харагоульского района (рис. 3).

Второе нарушение, взброс, названный мною (95) *Харагоульским*, проходит почти параллельно первому. На востоке он начинается в ущелье р. Дзирула (северо-восточнее с. Хуневи) и в районе с. Бжиневи, пересекая р. р. Бжинеура и Сакасрула, переходит в ущелье р. Квадаура и еще далее на юго-запад, пересекая г. Сабе и р. Карнеба у с. Чхери, выходит в ущелье р. Чхеримела выше крепости Чхери. Везде вдоль этой полосы, кристаллический массив в северо-западном крыле антиклинали разорван и надвинут на байосские отложения. В одном месте он перекрывает первый надвиг.

В верховьях р. Чолоши (правый приток р. Квадаура) и в русле р. Лапрана, между байосскими образованиями и кристаллическим массивом, встречаются, тектонически захваченные, среднелейасовые красные известняки совершенно раздробленные и обращенные в тектоническую брекчию.

В с. Чхери описанные выше нарушения юго-восточного крыла Гореша-Харагоульской синклинали секутся сдвигом.

Не менее интересные дизъюнктивные дислокации наблюдаются в юго-восточном крыле описанной выше Чхерской антиклинали. Особенно четко они выражены в ущелье р. Чхеримела между ст. Марелиси и ст. Ципа. Здесь переплетаются сбросы, взбросы и надвиги разных направлений, характера и амплитуды, причем надвиги связаны с движениями Аджаро-Триалетской складчатой системы и имеют региональный характер. Остальные дислокации обусловлены жесткостью Дзирульского массива и имеют локальное распространение.

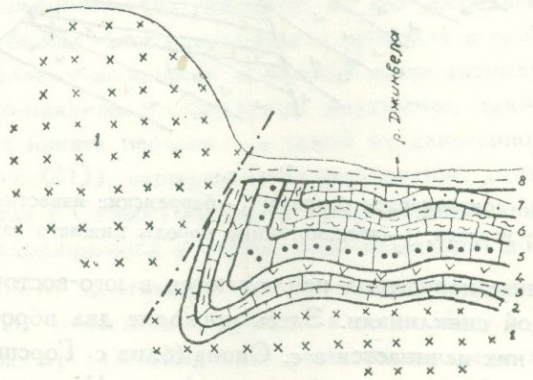


Рис. 3.

1—байос; 2—баррем; 3—апт; 4—альб; 5—сеноман; 6—турон; 7—сенон; 8—средний миоцен.

В районе Дидваке (ниже ст. Марелиси) в ущелье р. Чхеримела, против с. Сагандзиле, проходят два надвига. В обоих случаях движение направлено с юга на север. В первом случае юрские отложения надвинуты на кристаллические породы, а во втором — меловые отложения на байосские вулканогенные образования. Близ устья р. Легванис-цхали оба надвига разорваны сдвигом, вдоль которого западная часть надвига перемещена на север. От устья р. Легванис-цхали эти надвиги прослеживаются до ущелья р. Бжолис-цхали, где они затухают.

На всем указанном отрезке юрские и меловые отложения имеют крутое падение на юг; большей частью они поставлены на голову, быстро выполаживаясь в южном направлении (рис. 4).

В районе ст. ст. Молити и Ципа проходит много продольных и поперечных сбросов, из которых я выделяю для описания два — продольный и поперечный. Продольный сброс мною называется *Ципским*. Он хорошо фиксируется по правому склону р. Чхеримела в районах Молити, Бежету-

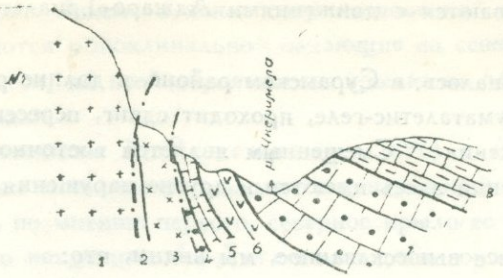
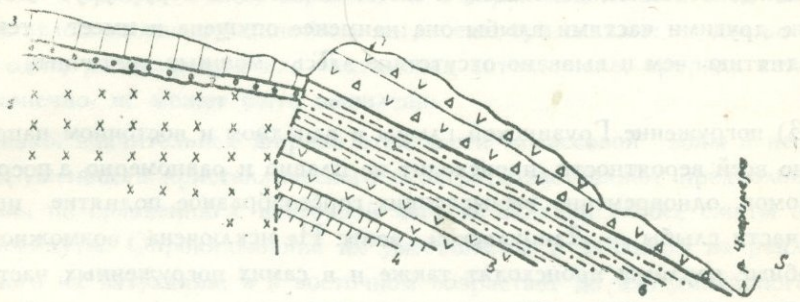


Рис. 4.
1—кристаллические породы; 2—лейас; 3—байос; 4—баррем; 5—апт; 6—альб; 7—сеноман; 8—турон.

бани, Голатубани и Ципа, где меловые отложения вместе с юрой рассечены сбросовой плоскостью. Для наглядности приводим зарисовку обнажения по ущелью р. Голатубанис-геле (рис. 5).



Рис, 5.
1—байос; 2—конгломераты нижнего мела; 3—баррем; 4—апт; 5—нижняя свита; „мтавари" нижнего альба; 6—глауконитовые цесчаники и глины альба; 7—вулканогенная толща сеномана.

Поперечный сброс, пересекающий всю Чхерскую антиклинальную складку, начинается у Ципского сброса близ с. Молити и переходит на севере в истоки р. Бжинеура, расчленяя антиклиналь на западную и восточную части. Опущена восточная часть. Амплитуда сброса точно не выяснена.

Интересно отметить, что в опускании масс не наблюдается какой либо закономерности: в одном случае опущено южное крыло, в другом — северное. По всей вероятности, мы здесь имеем дело с нарушениями разного возраста. В этой части района третичные отложения отсутствуют, вследствие чего уточнить вопрос возраста нарушений не представляется возможным, но тем не менее, постмеловой возраст их не вызывает сомнения. Вероятно, нарушения, в которых приподнято южное крыло, являются более

молодыми и увязываются с движениями Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Как уже упоминалось, в Сурамском районе, в долине р. Сурамула и ее правого притока Чуматалетис-геле, проходит сдвиг, пересекающий меловые и третичные отложения. Смещенным является восточное крыло сдвига. Кроме этих нарушений здесь имеются и другие нарушения местного значения.

Подытоживая все вышесказанное, мы видим, что:

1) Дзирульская зона является наиболее жесткой и неподатливой частью всей Грузинской глыбы. Здесь развиты пологие, покровного характера складки юго-западно-северо-восточного простирания, т. е. сохранившие древнее палеозойское направление осей. Складки Грузинской глыбы (южной части) не продолжаются на юго-запад в Аджаро-Триалетскую складчатую систему, а заканчиваются в пределах самой глыбы.

2) вся зона разбита и расчленена крупными и мелкими разломами на отдельные более мелкие глыбы и имеет мозаичную структуру; по сравнению с другими частями глыбы она наименее опущена и имеет тенденцию к поднятию, чем и вызвано отсутствие здесь мощных третичных отложений.

3) погружение Грузинской глыбы в западном и восточном направлениях, по всей вероятности, происходит не плавно и равномерно, а посредством разломов, одновременно вызывающих горстообразное поднятие центральной части глыбы — Дзирульской зоны. Не исключена возможность, что подобные разломы происходят также и в самих погруженных частях глыбы, перекрытых верхнетретичными отложениями.

3. Молассовая зона

К этой зоне относится часть восточной Грузии между складчатыми системами южного склона Большого Кавказа и Кахетинского хребта с одной стороны и Аджаро-Триалетской складчатой системой с другой. Ее, в свою очередь можно разбить на три части: западную, центральную и восточную.

Западная, наиболее широкая часть молассовой зоны, занимает все левобережье Куры между Мцхета и Сурами, охватывая полностью Мухранскую и Тирипонскую долины.

Центральная расположена между Кахетинским хребтом и восточной частью Аджаро-Триалетской складчатой системы, занимая область к югу от Кахетинского хребта по долине р. Иори. Она огибает с востока восточную оконечность Триалетской системы.

Тектоническая структура западной части молассовой зоны еще не изучена. В долинах Тирипони и Мухрани она покрыта мощными четвертич-

ными отложениями. Лишь в зонах соприкосновения со складчатыми системами обнажаются моноклинально падающие на север третичные отложения, являющиеся, по всей вероятности, крыльями одной сложной синклинальной складки.

По представлениям В. Ренгартена (296) и А. Джанелидзе (127) эта большая синклиналь проходит в центральной части Мухранской долины, причем, по мнению первого, северное крыло ее разорвано и надвинуто на юг, а по концепции А. Джанелидзе оно только опрокинуто на юг. По данным этих же авторов, к северу от синклинали проходит крупная антиклиналь, также опрокинутая на юг.

Мое представление о структуре этой зоны, от вышеприведенного несколько отличается. В центральной части Мухранской долины, я представляю себе продолжение опрокинутой на юг антиклинальной складки, которая более или менее четко выражена по левобережью р. Арагви, в ущелье р. Тедзами (левый приток р. Арагви) и далее на восток в долине р. Иори, в районе с. Гомбори. Таким образом, в Мухранской долине под четвертичными отложениями должны быть погребены три складки — две синклинали и одна, разделяющая их, Тедзамская антиклиналь, природа которых здесь, конечно, не может быть выявлена.

Однако, значительная ширина этой части молассовой зоны и небольшая погруженность кристаллического субстрата заставляют предположить, что здесь, по сравнению с восточной частью, складки слабее сжаты и менее опрокинуты. Опрокидывание их уменьшается в западном направлении до полного их затухания, а в восточном возрастает до изоклинального положения. Направление складок в западной части, по аналогии с восточной, должно быть общекавказским. В центральной части молассовой зоны упомянутые выше складки прослеживаются до долины р. Иори. По данным В. Эдилашвили (395) и по моим наблюдениям, они прослеживаются и далее на восток, по южному склону Кахетинского хребта, где с большим угловым несогласием перекрываются конгломератами алазанской толщи.

По всей центральной части эти складки сложены мощными верхнетретичными молассовыми отложениями, имеющими опрокинутое на юг изоклинальное залегание с направлением осевых линий с северо-запада на юго-восток. В долине р. Иори происходит перелом осевых линий к юго-востоку.

К югу от г. Ялно до соприкосновения с Аджаро-Триалетской складчатой системой, в этой части молассовой зоны, проходят еще две складки (102), которые зарождаясь на водораздельном хребте между р. р. Арагви и Иори на западе, прослеживаются далеко на восток до долины р. Иори, пересекая ее близ с. Уджармо. Они, также сжаты до изоклинального положения и опрокинуты на юг. Общее направление их совпадает с вышеописанным, но в восточной части они более отклоняются на юго-восток и пе-

реходят в восточную часть молассовой зоны, огибая восточное окончание Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Восточная часть молассовой зоны отличается от центральной как по направлению складок, так и по интенсивности дизъюнктивных дислокаций, подробно описанных Н. Кудрявцевым (209) и Н. Кебадзе (191). В общих чертах о них говорит и В. Эдилашвили (395). Согласно упомянутым исследованиям, в этой части зоны развиты, почти меридионального простирания, менее сжатые и менее опрокинутые складки. В основном здесь выделяются две крупные антиклинали, имеющие асимметричное строение, с тенденцией к опрокидыванию на запад и на юго-запад.

Некоторые из этих складок Н. Кудрявцев считает продолжением складок Триалетского хребта; так, например, он считает *Хашми-Ахалсопельскую синклиналь* продолжением Хевдзмарской синклинали, а *Патардзеульскую антиклиналь* — продолжением Норийской антиклинали. Однако, по данным В. Эдилашвили и на основании анализа тектонической карты и разрезов Н. Кудрявцева можно утверждать, что указанные выше складки из молассовой зоны в Аджаро-Триалетскую складчатую систему не продолжаются. По этому вопросу В. Эдилашвили замечает, что «Складки с. Малхазовка, развитые в неогеновых отложениях, имеют здесь меридиональное направление. Они от р. Иори поворачивают на северо-запад, переходят в район с. Хашми-Патардзеули и затем тянутся через северные окраины с. Марткоби до района Мцхета и еще далее».

Тоур-тапинская складка, которую Н. Кудрявцев считает продолжением Триалетских складок, является продолжением складки, развитой в районе с. Кумиси и г. Яглуджа, принадлежащей уже к Артвинско-Сомхитской глыбе.

Таким образом, складки молассовой зоны и здесь, как и в остальных частях Грузинской глыбы не продолжаются в Аджаро-Триалетскую систему. Тектоническая и геологическая карты и геологические разрезы показывают со всей ясностью, что отложения и складки этой части молассовой зоны огибая восточную оконечность Аджаро-Триалетской складчатой системы, обнаруживают большую лабильность по сравнению с этой частью системы, успевшей достаточно консолидироваться еще до верхнего миоцена.

Граница между молассовой зоной и Аджаро-Триалетской складчатой системой протягивается вдоль линии Сурами-Гори-Мцхета и Марткоби. В восточной части ее — между Дзегви и Марткоби, проходит надвиг, по которому молассовая зона надвинута с севера на юг на восточную оконечность Аджаро-Триалетской системы. Этот надвиг подробно описан И. Качарава (185), М. Варенцовым (71) и Н. Кебадзе (191), по данным которых, он хорошо прослеживается к востоку от с. Дзегви до района

с. Марткоби. По всей этой линии наблюдается соприкосновение совершенно разных стратиграфических горизонтов. Так, например, недалеко от с. Глдани верхнеэоценовые отложения непосредственно залегают на олигоценовых образованиях. Кроме того, часты случаи запрокидывания слоев на север, в направлении, обратном движению.

Падение плоскости надвига во фронтальной части очень крутое, в среднем достигая 75—85°.

В раойне Норио надвиг осложнен мелкими сдвиго-сбросами (121). По мнению некоторых геологов (191), восточнее с. Марткоби, он косо пересекает верхнесарматские и миоплиоценовые отложения, т. е. отклоняется от линии соприкосновения молассовой зоны с Аджаро-Триалетской складчатой системой и продолжается на восток уже в самих молассовых отложениях. Таким образом, он уже по левобережью р. Иори соединяется с надвигом, проходящим в районе с. Патардзеули, разрывающим олигоценовые и миоценовые отложения юго-западного крыла антиклинальной складки. Падение его направлено на СВ 35—45° под углом 55—65°.

Перемещение масс происходит с северо-востока на юго-запад и амплитуда измеряется несколькими десятками метров. В юго-восточном направлении надвиг доходит до долины р. Иори, где перекрывается четвертичными отложениями.

Н. Кудрявцев отмечает чешуйчатые надвиги почти меридионального направления, в районе с. Малхазовка. Наиболее крупный из них Юди-Наомарский, разветвляется у совхоза Удабно на две ветви. Движение масс в обеих ветвях направлено с северо-востока на юго-запад.

Кроме описанных — наблюдается много еще более мелких нарушений, сохраняющих то же направление.

Из вышеизложенного краткого описания тектоники молассовой зоны естественно вывести заключение, что эта зона является наиболее лабильной частью Грузинской глыбы, где кристаллический субстрат глубоко погружен под мощные лагунные и континентальные отложения верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода. Эти отложения, совместное с более древними миоценовыми и верхнепалеогеновыми, — сильно дислоцированы и смяты в крутые, опрокинутые на юг и на юго-запад складки. Наиболее сжатыми (до изоклинального состояния) являются складки, расположенные в центральной части зоны (между долинами р. р. Арагви и Иори), т. е. в наиболее суженной и максимально погруженной части Грузинской глыбы. В восточной части молассовой зоны интенсивность сжатия складок уменьшается, что, повидимому, является следствием расширения глыбы в этом направлении и меньшей погруженности кристаллического субстрата.

Как уже указывалось, в молассовой зоне исключительно хорошо выражены движения масс с севера на юг и совпадение направления складок с общекавказским.

Таким образом, зона всецело попадает в область влияния складчатой системы Большого Кавказа. На юго-западе, в долине р. Иори, молассовая зона, огибая восточную оконечность Аджаро-Триалетской складчатой системы, — непосредственно соприкасается с Артвинско-Сомхитской глыбой.

В Аджаро-Триалетскую складчатую систему, складки молассовой зоны не переходят.

В. Аджаро-Триалетская складчатая система

а. Пликативные дислокации

Для общей характеристики тектонической структуры Аджаро-Триалетской складчатой системы, мною составлены тектоническая карта с указанием осевых линий антиклинальных и некоторых, наиболее характерных, синклинальных складок и геологические разрезы.

Здесь не представляется возможности выявить древнюю палеозойскую складчатость, поскольку образования этого времени глубоко погружены под мощными мезозойскими и третичными отложениями.

Зародившаяся в среднемеловое время в центральной части древней Закавказской плиты и достигшая максимума своего развития в среднем эоцене Аджаро-Триалетская геосинклиналь подверглась сильному смятию в результате альпийской складчатости. Ниже приводится описание отдельных складок и краткая характеристика отдельных геотектонических зон в направлении с севера на юг, на основании наблюдаемых в природе многочисленных разрезов.

Гурийская подзона исследована слабее других частей системы. Как уже было сказано, древние, досреднемиоценовые складки палеогеновых и меловых отложений здесь, за некоторыми исключениями, перекрыты с большим угловым несогласием слабее дислоцированными и смятыми в более пологие и короткие, покровного характера, складки. Иными словами, Гурийская подзона в срезнем миоцене, возможно, что в олигоцене успела уже консолидироваться и припаялась к Грузинской глыбе.

Досреднемиоценовые складки могут быть прослежены только в некоторых ее частях. Самой северной из них является антиклинальная складка, проходящая по выходам верхнемеловых известняков к югу от города Ланчхути, в северной части Гурийского хребта. По некоторым неполным разрезам, она в ядерной части сложена верхнемеловыми известняками и в южном крыле среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. Северное

крыло складки перекрывается то четвертичными отложениями Колхидской низменности, то плиоценовыми осадками. Антиклиналь опрокинута на север и, по всей вероятности, надвинута в том же направлении. Осевая линия ее имеет почти широтное простирание. Как в западном, так и в восточном направлениях, она погружается, и возможно, что продолжением этой складки является выявленная мною в районе с. Дапнара (к югу от ст. Самтредиа), небольшая антиклиналь, ядро которой слагают среднемеловые вулканогенные образования, а южное крыло — верхнемеловые известняки и палеогеновые вулканогенные образования, падающие на юг под углом в среднем в 30—35°; северное крыло антиклинали разорвано надвигом, направленным на север. В районе Ланчхути антиклиналь, согласно Н. Канделаки (176), осложнена небольшим сбросо-сдвигом почти меридионального направления.

К югу от Ланчхути-Дапнарской антиклинали, в средне- и верхнеэоценовых образованиях, проходит синклиналь, которая из долины р. Супса на западе прослеживается далеко на восток до Багдадского района включительно (ущелье р. Сакреула). В районе ущелья р. Кумури она разорвана надвигом на две части — западную и восточную. Западная часть более пологая, но асимметричная, наклонена на север и целиком сложена средне- и верхнеэоценовыми образованиями.

В восточной части, в районах с. с. Вани и Багдади, северное крыло синклинали осложнено крупным надвигом системы на север. Кроме того, в строении этого крыла принимают участие сильно дислоцированные, смятые в мелкие складки верхнемеловые известняки, на которые надвинуты с юга среднеэоценовые туфогенные породы. Синклиналь в этой части (за исключением Багдадского района) сильно сжата и наклонена на север. Падение северного крыла в общем пологое (в среднем 30—35°), а южного — крутое (в среднем 50—60°). В Багдадском районе, в ущельях р. р. Ханисцхали и Сакреула эта синклиналь, подобно другим складкам, постепенно выполаживается и близ контакта с Грузинской глыбой (к югу от Зестафони) затухает, не переходя на Грузинскую глыбу. Осевая линия синклинали в восточной части имеет широтное простирание, а в западной — юго-западное и постепенно погружается в этом направлении.

В Гурии, на южном склоне Гурийского (Нигоитского) хребта, к югу от описанной синклинали, вдоль вершин Бурнара-Булиани-Самеба-Накубари прослеживается антиклиналь, сравнительно небольшой протяженности, начинающаяся недалеко от с. Гулиани и прослеживающаяся на восток на расстоянии 10—15 км. В западной части складка сложена верхнеэоценовыми отложениями, а в восточной — среднемиоценовыми вулканогенными образованиями. По данным Н. Канделаки (176) складка опрокинута на

север. Северное крыло ее падает на ЮВ 60° < 45—50° а южное—на Ю 180° <25—35°. В западном направлении опрокинутость постепенно убывает но складка сохраняет асимметричное строение; северное крыло падает на север под углом 75—90°, а южное на юг под углом 55—65° (рис. 6).

Рис. 6.

1—андезито-базальты верхнего эоцена; 2—глины и фораминиферовые мергели верхнего эоцена; 3—глины, песчаники, конгломераты верхнего миоцена—плиоцена.

В юго-западном направлении складка постепенно погружается и, у с. с. Гулиани и Накети периклинально заканчивается. В сводовой части Самеба-Накубарская антиклиналь осложнена небольшими вторичными складками.

К югу от нее проходит обширная *Дзимитская синклиналь*, восточная часть которой сложена майкопской свитой. В районе с. Мамати она осложнена двумя небольшими складками—антиклиналью и синклиналью. В ядре первой выступают верхнеэоценовые вулканогенные образования. В западном направлении Дзимитская синклиналь, постепенно погружаясь, расширяется. Она здесь сложена верхнемиоценовыми и понтическими отложениями. В окрестностях с. с. Гулиани и Кела южное крыло складки падает круто и даже опрокинуто на север, а северное падает на ЮЗ под углом 10—15°. В восточном направлении Дзимитская синклиналь переходит в долину р. Супса, где перекрывается аллювиальными отложениями и дальше не прослеживается.

Южнее описанной синклинали, в ряде пунктов, фиксируются небольшие выходы отдельных, не связанных обнажениями, антиклиналей. Их принято считать независимыми друг от друга брахи-антиклиналями. Однако, прямолинейное расположение их приводит меня к заключению, что все они принадлежат к одной крупной досреднемиоценовой антиклинальной складке, несогласно перекрытой миоплиоценовыми и четвертичными отложениями.

К югу от этой антиклинали проходит осевая линия так называемой Гурийской синклинальной депрессии. Восточная часть этой синклинали расположена в районе Чохатаури, а западная — севернее г. Махарадзе и далее на юго-запад, вероятно около Натанеби, уходит в Черное море. Она большей частью перекрыта молодыми, четвертичными отложениями и поэтому ее действительная структура не может быть выяснена. Лишь в райо-

не Чохатаури наблюдается, что ядро складки сложено среднемиоценовыми отложениями, а крылья верхнеэоценовыми биотитовыми туфами и фораминиферовыми мергелями. В этой части, она подобно другим складкам, опрокинута на север. Далее на восток она обрывается Чохатаурским надвигом.

К югу от этой антиклинали, также предположительно, проводится антиклиналь такого же ЮЗ—СВ простирания, а еще южнее — синклиналь Махарадзе.

Эти складки, большею частью, покрыты молодыми отложениями и более или менее четко выражены в восточной части, где обнажены гипсоносные глины майкопской свиты. Не доходя до Чохатаури, обе складки заканчиваются, являясь как бы ответвлением крупной антиклинали, проходящей к юго-востоку от них. В юго-западном направлении они постепенно погружаются и в районе Пичвнари (севернее Кобулети) уходят в Черное море.

Все вышеописанные, существенные в Гурийской подзоне, структурные элементы, для Аджаро-Триалетской складчатой системы являются второстепенными.

В Багдадском районе, в ущельях р. р. Сакреула и Ханис-цхали, к югу от описанной выше первой синклинали, хорошо фиксируется пологая антиклиналь. Из указанных ущелий она шаг за шагом прослеживается на запад в ущельях р. р. Сулори, Супса, Губазеули и Бахвис-цхали, где, постепенно погружаясь, становится более сжатой и опрокинутой на север. В восточной части (восточнее Чохатаури) она сложена среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, а в западной части, до гор. Махарадзе, в результате погружения оси, — верхнеэоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми отложениями. Юго-западнее города Махарадзе, эта антиклиналь перекрыта молодыми миоплиоценовыми и четвертичными отложениями и проследить ее дальше не удается. Условно, я, ее протягиваю до Черного моря.

Западнее Чохатаури осевая линия складки имеет простирание с юго-запада на северо-восток, а восточнее — широтное. В этом направлении антиклиналь прослеживается до ущелья р. Сакреула, где и затухает, не переходя в пределы Грузинской глыбы. Падение крыльев складки в ущельях р. р. Ханис-цхали и Сакреула не превышает 30°, а в западной части, где она опрокинута на север, падение северного крыла направлено попеременно — то на север, то на юг под углом 80—90°; южное крыло и здесь остается пологим.

Более отчетливо вырисовывается синклиналь Цхалташуа-Земо-Суреби, также зарождающаяся в ущелье р. Сакреула и непрерывно продолжающаяся на запад до Черного моря. Восточнее Чохатаури она сложена среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, падающими в северном крыле на ЮВ 160° <25—30°, а в южном—на СЗ 320° <35°. В западном направлении угол падения южного крыла непрерывно возрастает и складка

становится более сжатой и асимметричной; к западу от Чохатаури, до Махарадзе, синклиналь, постепенно погружаясь, сильнее наклоняется на север. Еще дальше, она перекрыта молодыми третичными и четвертичными отложениями. Между ущельями р. р. Натанеби и Супса (около Чохатаури) синклиналь Цхалташуа-Земо-Сурeби осложнена асимметричными вторичными складками и взбросами.

Простирание осевой линии этой складки восточнее Чохатаури широтное, а западнее — ЮЗ—СВ. Таким образом, перелом в направлении складки происходит и здесь по Чохатаурскому меридиану.

Следующим крупным тектоническим элементом Аджаро-Триалетской складчатой системы является антиклиналь Ламази-мта, начинающаяся несколько восточнее предыдущей (в ущелье р. Сакреула). Пересекая водораздельный хребет между р. р. Сакреула и Ханис-цхали (вершина Угелтехили) и ущелья р. р. Ханис-цхали и Цабларас-хеви, она проходит через вершину Ламази-мта (2173 м) и прослеживается далее до истоков р. Супса. Еще западнее, в однообразных массивных вулканогенных образованиях среднего эоцена, она выражена очень неясно. Указанная часть складки на тектонической карте проведена условно. В восточной части, подобно предыдущим складкам антиклиналь Ламази-мта пологая и на запад от вершины Ламази-мта полностью сложена среднеэоценовыми слоистыми и массивными вулканогенными породами. Лишь западнее ущелья р. Губазеули, вследствие постепенного погружения складки, в ее северном крыле появляются верхнеэоценовые глинисто-песчанистые и вулканогенные отложения южной периферии Гурийской депрессии. К югу от г. Махарадзе сводовая и северная части складки размыты и коренные породы перекрыты широко развитыми здесь аллювиальными отложениями. Простирание осевой линии складки Ламази-мта восточнее Чохатаури в общем широтное. Однако, около г. Ламази-мта, оно слегка отклоняется к югу, а в районе Угелтехила — к северу. Это явление заметно также и в соседних складках. Западнее Чохатаури эта складка меняет свое направление с широтного на юго-западное, повидимому, сохраняя его до Черного моря.

Антиклиналь Ламази-мта заканчивается до контакта Аджаро-Триалетской складчатой системы с Грузинской глыбой и в пределы последней не продолжается.

Южнее антиклинали Ламази-мта проходит крупная *синклиналь Какасхиди*, начинающаяся на востоке в ущельи р. Сакреула, откуда непрерывно продолжается на запад и, пересекая р. Ханис-цхали (у с. Какасхиди) и р. Цабларас-хеви, переходит на северные склоны Аджаро-Гурийского хребта. Здесь она прослеживается по ущельям р. р. Супса, Губазеула, Бахмарос-цхали и Натанеби и продолжается далее уже в Аджарии (юго-восточнее Кобулети).

Какасхидская синклиналь сложена в восточной части (восточнее Ханис-цхали) слоистыми туфогенными породами, а в западной — массивными и грубослоистыми туфобрекчиями среднего эоцена. В восточной части ущелья Ханис-цхали это— пологая складка слегка наклоненная на север; падение крыльев, особенно северного, небольшое. Наклон складки на север более резко выражен по ущелью р. Цабларис-хеви, где южное крыло имеет вертикальное падение. В центральной части (на северном склоне Аджаро-Гурийского хребта) характер складки не ясен, тогда как в Аджарии она сильно сжата и опрокинута на север. Простирание осевой линии Какасхидской синклинали совпадает с простиранием антиклинали Ламази-мта.

Следующая складка, известная под названием *Саирмской антиклинали*, зарождается также в ущельи р. Сакреула и, продолжаясь на запад и пересекая р. р. Ханис-цхали, Кершавета, Цабларисхеви (выше курорта Саирме), выходит на горе Лаборати и еще западнее, на вершине Шуа-гора. Наконец, еще западнее она прослеживается на северном склоне Аджаро-Гурийского хребта и, пересекая ущелья р. р. Губазеули, Бахвис-цхали, Кинтриш и др., уходит в Черное море близ устья Чаквис-цхали. В ущельях р. р. Натанеби и Бжуджа в отложения, слагающие Саирмскую антиклиналь, внедрены сиенитовые интрузии. Восточнее ущелья р. Цабларис-хеви, антиклиналь сложена слоистыми туфогенными образованиями, а западнее, вследствие погружения шарнира складки, нижележащими массивными и грубослоистыми туфобрекчиями также среднего эоцена. В истоках р. Бжуджа слоистая туфогенная свита опять появляется в сводовой части складки.

В отличие от вышеописанных складок, Саирмская антиклиналь сильнее опрокинута на север и, за исключением самой восточной части (между ущельями р. р. Ханис-цхали и Сакреула), интенсивнее сжата. Северное ее крыло большею частью падает не на север, а на юг и на юго-восток под большим углом. Это особенно хорошо наблюдается в ущелье р. Кинтриш. Южное крыло обладает более пологим падением. В восточной своей части антиклиналь Саирме, также как и предыдущие складки, более раскрыта, но падение северного крыла остается более крутым, — асимметричное строение складки сохраняется и здесь. Простирание осевой линии в общих чертах совпадает с простираниями предыдущих складок.

Интересно отметить, что в ущелье р. Цабларис-хеви с этой складкой связаны известные целебные источники Саирме.

К югу от Саирмской антиклинали расположена одна из самых крупных складок Аджаро-Триалетской складчатой системы *Квишхетско-Батумская синклиналь*, прослеживающаяся по всей северной части Аджаро-Триалетской складчатой системы от Квишхети до города Батуми. Она разделяется на две части: восточную (восточнее р. Ханис-цхали) и западную (западнее указанной реки). В восточной части эта синклиналь хорошо

представлена в районах с. с. Нуниси и Квишхети, где сложена верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями. К востоку от Квишхети в направлении ст. Хашури синклиналь постепенно погружается и перекрывается аллювиальными отложениями долины Куры. Здесь ее структура точно выявлена быть не может, так как обнажено только северное крыло, сложенное надвинутыми на север верхнемеловыми известняками и несогласно налегающими на них олигоценовыми отложениями, падающими на юг и на юго-восток под углом, в среднем около 30—40°. В районе Квишхети, во всех частях складки обнажаются олигоценовые и верхнемиоценовые отложения; в районе с. Нуниси в мульде синклинали залегают верхнеэоценовые отложения, а в северном крыле — среднеэоценовые массивные туфобрекчии и лежащие под ними верхнемеловые известняки. Южное крыло синклинали разорвано и перекрыто большим Нунисско-Сахвларским надвигом.

Далее на юго-запад, до самого ущелья Лаишура (правый приток р. Ханис-цхали) южное крыло и мульда синклинали также перекрыты указанным надвигом и обнажается только северное крыло складки, сложенное среднеэоценовыми массивными и грубослоистыми туфобрекчиями вершин Сазвине и Ркинис-джвари, с падением на юго-восток под углом в среднем в 30—35°.

В ущелье р. Лаишура, вследствие воздымания складки, массивные туфобрекчии периклинально заканчиваются и западнее, до самого ущелья р. Цабларас-хеви, синклиналь целиком сложена нижней толщей слоистых туфогенных пород среднего эоцена; вследствие затухания на этом отрезке амплитуды надвига, синклиналь представлена всеми своими элементами — она усложнена мелкими складками, сильно сжата и опрокинута на север; оба крыла падают на юг, но падение южного крыла круче северного.

В западной части (западнее ущелья р. Цабларис-хеви), на северном склоне Аджаро-Гурийского хребта, Квишхетско-Батумская синклиналь, проходя в массивных туфобрекчиях среднего эоцена, прослеживается очень неясно. В ущелье р. Кинтриши, где массивные и грубослоистые вулканогенные породы среднего эоцена зажаты между слоистыми туфопесчаниками среднего эоцена, она опять явно выражена, оказываясь опрокинутой на северо-запад. В районах Чакви и Батуми характер синклинали не ясен. Следует предположить, что и в этой части она опрокинута на северо-запад и погружается в Черное море.

Из вышеизложенного явствует, что Квишхетско-Батумская синклиналь в общем параллельна вышеописанным складкам, имея простирание с юго-запада на северо-восток. В направлении складки наблюдаются два перегиба: первый вдоль меридиана Чохатаури (западнее этого меридиана осевая линия довольно резко поворачивает на юго-запад, а восточнее, до ущелья Лаишура имеет почти широтное направление с небольшим перегибом на

юг) и второй — в ущельи Лаишура, восточнее которого осевая линия принимает направление ВСВ.

Необходимо отметить, что Квишхетско-Батумская синклиналь из самой северной периферической части Аджаро-Триалетской складчатой системы постепенно переходит, в юго-восточном направлении, в центральную ее часть и, таким образом, простирание складки не совпадает с общим направлением Аджаро-Триалетского хребта.

Крупнейшей складкой Аджаро-Триалетской складчатой системы является *Сацхенисская антиклиналь*, прослеживающаяся шаг за шагом на запад от ст. Каспи до Кобулетского хребта включительно и далее на юго-запад, по всей вероятности, продолжающаяся за государственной границей в Черное море. В предыдущих моих работах (102), Сацхенисская антиклиналь в разных своих частях описывалась под названиями — Гори-Сацхенисская, Кодманская, Ломис-мтисская и Ханис-цхальская. Для более полной характеристики этой крупной антиклинали, удобнее будет расчленить ее на части, различные по своему строению.

Восточная часть представлена небольшим отрезком в долине Куры между ст. Каспи и городом Гори, с осевой линией ЗЮЗ—ВСВ простирания, претерпевающей здесь максимальное погружение. Складка сложена только олигоценовыми (в сводовой части) и миоценовыми (в крыльях) отложениями, слабо наклонена на север и непосредственно граничит с молассовой зоной Грузинской глыбы. В районе Каспи она периклинально заканчивается и далее на восток в молассовых отложениях уже не продолжается. Молассовые отложения на продолжении складки падают моноклинально на север под большим углом (50—60°).

Около города Гори ось складки постепенно воздымается, поворачивает на юго-запад и, пересекая Сацхенисский хребет, ущелье р. Ткемлана (в районе с. Кодмани) и г. Квирана, переходит в область истоков р. Дзама (к югу от г. Карта-мта). В этом — втором — отрезке, между городом Гори и восточной частью Сацхенисского хребта, складка опрокинута на север и сложена верхнеэоценовыми нуммулитовыми песчаниками и среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. В пределах Сацхенисского хребта и далее на запад, строение складки довольно резко меняется; она быстро воздымается и в ядре ее обнажаются самые древние отложения (среднемеловые вулканогенные образования и верхнемеловые карбонатные отложения) Аджаро-Триалетской складчатой системы. Такая картина наблюдается и в ущелье р. Ткемлана в районе с. Кодмани, отчасти в районе горы Квирана, тогда как на хребте Сацхениси развиты очень резко выраженные сундучнообразная и, отчасти, веерообразная формы строения складки (см. рис. 7). Северное крыло складки сложено среднеэоценовыми слоистыми туфогенными образованиями, непосредственно залегающими на верхнемеловых известняках, а южное крыло — флишевыми глинисто-мер-

гелистыми и глинисто-песчанистыми отложениями, трансгрессивно перекрывающими разные свиты мела.

Между Сацхенисским хребтом и ущельем р. Ткемлана, складка слегка погружается и сложена среднеэоценовыми слоистыми туфогенными образованиями, но в самом ущелье она вновь воздымается и в ядре ее выступают

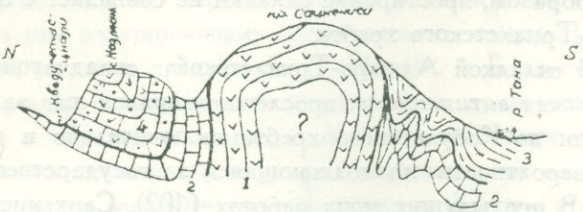


Рис. 7

1—вулканогенная толща среднего мела; 2—карбонатная свита верхнего мела; 3—флишевые отложения плиоцена и нижнего эоцена; 4—слоистая туфогенная толща среднего эоцена.

сильно смятые верхнемеловые известняки и частично также меловые вулканогенные породы. Северное крыло антиклинали осложнено небольшим взбросом, направленным с юга на север. Верхнемеловые известняки, после небольшого перерыва, снова выходят в ядре антиклинали, в районе г. Квирана, где в них внедрена диоритовая интрузия. Здесь же в ядре и в крыльях складки обнажены флишевые отложения, прослеживающиеся на запад и непосредственно увязывающиеся с боржомским флишем. В истоках р. Дзама, в сводовой части антиклинали, опять в виде небольшого окна, выступают сильно смятые известняки верхнего мела.

Таким образом, во второй своей части Сацхенисская антиклиналь является в общем наиболее приподнятой и в ней наблюдаются небольшие дополнительные погружения и воздымания. На этом отрезке антиклиналь исключительно сильно сжата и опрокинута в основном на север, а в районе хребта Сацхениси испытывает даже двустороннее опрокидывание — на север и на юг.

К третьей части Сацхенисской антиклинали, я отношу отрезок между истоком р. Дзама на востоке и ущельем р. Кершавета на западе. В этой части ядро антиклинали сложено преимущественно флишевыми отложениями, достигающими мощности в 2 км., а крылья — слоистыми туфогенными образованиями среднего эоцена. В районе г. Ломис-мта и урочища Тба и, далее на запад, в ущельях р. р. Сакреула, Лаищура и Ханис-цхали, под сильно дислоцированными флишевыми отложениями выступают также сильно дислоцированные верхнемеловые известняки, разорванные крупным Гори-Сахвларским надвигом, благодаря которому антиклиналь сильно приподнята и надвинута на север. Интенсивность сжатия складки в этой ча-

сти наибольшая. Осевая линия имеет на этом отрезке широтное простирание.

К четвертой части Сацхенисской антиклинали относится отрезок между ущельями р. р. Кершавета и Бахвис-цхали. Здесь антиклиналь прослежена только до истоков р. Губазеула, а далее, до соединения с антиклиналью Кобулетского хребта, она проводится предположительно. В ущелье р. Кершавета в ядре складки выступают сильно дислоцированные породы тонкослоистой туфогенной свиты среднего эоцена. Далее на запад, вследствие погружения складки, туфогенная свита уходит под массивные и грубослоистые вулканогенные породы, полностью слагающие всю эту часть антиклинали. Общая структура антиклинали здесь не ясна, но, судя по разрезам, наблюдаемым в районе вершины Мепис-цхаро и в ущелье р. Цабларис-хеви, она должна быть опрокинута на север.

К пятой части Сацхенисской антиклинали относится вся остальная, западная ее часть. По Кобулетскому хребту, в ущельях р. р. Кинтриши и Чаквис-цхали в ядре антиклинали опять появляются вулканогенные породы слоистой туфогенной свиты, перекрывающиеся в крыльях массивными и грубослоистыми туфобрекчиями среднего эоцена. Северо-западное крыло складки наклонено на северо-запад, с крутым падением слоев на юго-восток. Юго-восточное крыло имеет пологое, юго-восточное падение.

Осевая линия Сацхенисской антиклинали в пятой своей части имеет простирание СВ—ЮЗ. Перелом в направлении складки и в этом случае, происходит по меридиану Чохатаури.

Заканчивая на этом описание Сацхенисской антиклинали, нельзя не обратить внимания на то, что она, как и Квишхетско-Батумская синклиналь, начинается на востоке в самой северной части Аджаро-Триалетской складчатой системы и уходит на запад и на юго-запад в южную часть северной зоны системы. Наиболее четко это явление выражено во второй части антиклинали.

Прежде чем перейти к описанию следующих крупных складок системы необходимо, в общих чертах, охарактеризовать мелкие складки, расположенные в северо-западной части Триалетского хребта между Сацхенисской антиклиналью и Квишхетско-Батумской синклиналью. Их здесь насчитывается не менее шести.

Первая (северная) из них представляет собой антиклиналь, она прослеживается к югу от Квишхети в районе г. Дедабера и в долине Куры близ моста у Ахалдаба. Она с обеих концов обрывается крупным Гори-Сахвларским надвигом. К востоку от моста у Ахалдаба, на правом склоне долины Куры, хорошо наблюдается выход разорванной сводовой части антиклинали, сложенной слоистыми туфогенными породами среднего эоцена. Средний эоцен, как здесь, так и далее на восток непосредственно лежит на онкофоровых песчаниках. Антиклиналь явно опрокинута и надвинута на

север. Продолжение этой складки на востоке, за надвигом, уже в долине Куры не наблюдается и она здесь проводится мной условно, так как севернее и южнее четко вырисовываются две синклинальные складки — первая, являющаяся восточным продолжением Квишхетско-Батумской синклинали, и вторая — Ахалдабско-Тагуетская синклиналь. В долине Куры эта синклиналь, вероятно, проходит немного южнее ст. Хашури и должна кончиться на востоке недалеко от ст. Гоми.

Ахалдабско-Тагуетская синклиналь хорошо выражена в районе Ахалдаба, откуда она, шаг за шагом, прослеживается на восток до с. Тагуети, где обрывается надвигом. Ее продолжение восточнее надвига наблюдается несколько севернее с. Тагуети, где складка сложена онкофоровыми песчаниками и олигоценовыми глинами. Восточнее с. Тагуети синклиналь уходит в долину Куры. В районе с. Ахалдаба и к западу от него, синклиналь целиком сложена сильно сжатыми, опрокинутыми на север, слоистыми туфогенными породами.

К югу от описанной синклинали проходит более длинная антиклиналь, названная мною Ахалдабской. Она, также как и первая, восточнее с. Ахалдаба, прослеживается до упомянутого надвига и, еще далее, по левобережью Куры. В этой части ядро складки сложено верхнеэоценовыми нуммулитовыми песчаниками, а крылья — олигоценовыми гипсоносными глинами. Западнее надвига, Ахалдабская антиклиналь целиком сложена сильно сжатыми вулканогенными породами слоистой туфогенной свиты и явно опрокинута на север и осложнена мелкими складками. На запад она прослеживается только до Карталинско-Имеретинского хребта. В этой части оба крыла складки поставлены на голову.

Следующая складка представлена синклиналью, проходящей южнее Ахалдабской антиклинали. Она также расчленяется вышеуказанным надвигом на две части — восточную и западную. В восточной части синклиналь менее сжата и сложена олигоценовыми и верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями; в западной сжата сильнее и опрокинута на север и полностью сложена вулканогенными породами слоистой туфогенной свиты среднего эоцена.

Более крупными складками этого района являются *Горисджварско-Хведуретская антиклиналь* и *синклиналь Диди-Карта.*

Горисджварско-Хведуретская антиклиналь хорошо прослеживается между с. Горисджвари на востоке и с. Земо-Хведурети на западе. Из Земо-Хведурети она тянется в западном направлении до с. Гверджинети, где обрывается Гори-Сахвларским надвигом, и еще западнее за надвигом продолжается в ущельях р. р. Неводзирис-цхали и Куры, выше с. Ахалдаба до самого Карталинско-Имеретинского хребта.

Таким образом, и эта складка расчленяется надвигом на две части — восточную и западную. В восточной части в ядре складки выходят вулка-

ногенные породы среднего мела и имеются небольшие окна аптских мергелей. Северное крыло, восточнее с. Земо-Хведурети, перекрыто аллювиальными отложениями долины Куры; южное сложено верхнемеловыми известняками и вулканогенными породами слоистой туфогенной свиты среднего эоцена. Неоднократно упомянутый Гори-Сахвларский надвиг проходит в этой части в южном крыле антиклинали.

Западнее с. Земо-Хведурети (перед надвигом) антиклиналь также сложена меловыми породами, в основном представленными верхнемеловыми известняками; в ущелье р. Имерхеви в ядре ее выступают последний раз среднемеловые вулканогенные образования. Крылья сложены среднеэоценовыми вулканогенными породами. В этой части складка сильнее сжата и более опрокинута на север, чем в районе Земо-Хведурети и Горисджвари. В западной части Горисджварско-Хведуретская антиклиналь полностью сложена вулканогенными породами слоистой туфогенной свиты, сильно сжата и опрокинута на север.

Синклиналь Диди-Карта проходит южнее Горисджварско-Хведуретской антиклинали и непрерывно прослеживается от самого города Гори на востоке до ущелья Куры на западе. В районе хребта Бурети она сложена сильно сжатыми верхнеэоценовыми нуммулитовыми песчаниками, которые постепенно погружаются в восточном направлении, перекрываясь более молодыми образованиями. Восточнее Гори синклиналь заканчивается и в отложениях Грузинской глыбы уже не продолжается. В западном направлении синклиналь постепенно воздымается и целиком сложена слоистыми туфогенными отложениями среднего эоцена. Только в мульде синклинали, в районе вершины Диди-Карта, сохранились массивные туфобрекчии среднего эоцена. Падение северного крыла во всех частях синклинали положе южного, но в некоторых местах наблюдаются и крутые падения (ущелья р. р. Куры и Неводзирис-цхали). Южное крыло складки или поставлено на голову или опрокинуто на север. Из ущелья Куры синклиналь Диди-Карта прослеживается на запад до истоков р. Бжолис-хеви (севернее в районе вершины Диди-Карта, сохранились массивные туфобрекчии г. Ломис-мта), где осевая линия ее высоко воздымается, и складка периклинально заканчивается.

Простирание всех вышеописанных шести складок в общем широтное, слегка отклоняющиеся на СВ. Все они затухают на востоке, не переходя на Грузинскую глыбу, что дает возможность точно разграничить Грузинскую глыбу от Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Следующим, после Сацхенисской антиклинали, крупным тектоническим элементом Аджаро-Триалетской складчатой системы является, проходящая южнее ее *Гвиргвина-Баратхевская синклиналь*. Она очень ярко выражена в природе и прослеживается шаг за шагом, начиная от г. Гвиргвина на востоке и кончая Аджарис-цхали (Нихе Кеда) на западе. В правом притоке

р. Гуджаретис-цхали она обрывается взбросом. В западном направлении синклиналь у с. с. Квибиси и Вашловани пересекает ущелье Куры и хорошо прослеживается по водораздельному хребту между Курой и Барат-хеви; затем пересекая г. Мегрюк выходит в верховьях р. Цинубани, а отсюда прослеживается в ущелье р. Барат-хеви и далее, пересекая шоссейную дорогу Багдади—Ахалцихе (южнее Зекарского перевала) тянется непрерывно по Аджаро-Гурийскому хребту и, поворачивая на юго-запад, выходит около Чохатаурского меридиана в ущелье р. Аджарис-цхали (ниже с. Кеда).

В районе г. Гвиргвина складка целиком сложена срднеэоценовыми вулканогенными породами, но в ущелье Куры, вследствие воздымания шарнира и понижения рельефа, она слагается флишевыми отложениями палеоцена и нижнего эоцена. Далее на запад до г. Мегрюк флишевые отложения в мульде складки перекрываются нижней слоистой туфогенной свитой среднего эоцена, а западнее г. Мегрюк в ущелье р. Барат-хеви по Аджаро-Гурийскому хребту и в ущелье р. Аджарис-цхали развиты исключительно среднеэоценовые вулканогенные породы.

Необходимо отметить, что Гвиргвина-Баратхевская синклиналь почти на всем протяжении имеет круто падающие крылья и широкую и плоскую мульду; при этом, падение южного крыла круче северного, — наблюдается небольшой наклон складки к северу. Осевая линия синклинали делает два изгиба, один к северу в ущелье Куры и другой на маридиане Чохатаури, где она меняет широтное простирание на юго-западное. В этой своей юго-западной части, синклиналь, в отличие от остальных частей, опрокинута на юго-восток.

В Аджарии на Чаквинском хребте и в ущелье р. Аджарис-цхали, между Гвиргвина-Баратхевской синклиналью и Сацхенисской антиклиналью, проходят две короткие складки — антиклинальная и синклинальная, по всей вероятности, зарождающиеся в Аджаро-Гурийском хребте и прослеживаемые в юго-западном направлении до государственной границы. Обе эти складки имеют ЮЗ—СВ простирание, сложены вулканогенными образованиями среднего эоцена и опрокинуты на юго-восток, в сторону Артвинско-Сомхитской глыбы.

Следующей крупной, хорошо известной в литературе, складкой Аджаро-Триалетской складчатой системы, является *Боржомская антиклиналь*, которую лучше назвать Боржомско-Абастуманской, так как ее осевая линия проходит именно через эти пункты. Антиклиналь начинается в ущелье р. Гуджаретис-цхали, южнее г. Гвиргвина, откуда, пересекая Куру у г. Боржоми, протягивается на запад до курорта Абастумани и далее и перейдя верховья р. Кваблиани и истоки р. Ванис-цхали, пересекает близ Кеда ущелья р. Аджарис-цхали. К этой складке приурочены известные Боржомские минеральные источники.

В структурном отношении для Боржомско-Абастуманской антиклинали характерны: широкий и пологий свод и крутопадающие крылья, в особенности южное. Это хорошо видно в самом городе Боржоми, в ущельях р. р. Ликанис-цхали, Квабливни, и также Аджарис-цхали и Цинубани; в районе курорта Абастумани, явление выражено не так резко. На основании многочисленных естественных разрезов устанавливается, не оставляя места для сомнения, опрокидывание антиклинали на юг.

В восточной части ядро складки сложено сильно дислоцированными отложениями флиша, а крылья — вулканогенными образованиями среднего эоцена. В западной части, вследствие погружения складки, флишевые отложения уходят глубоко и антиклиналь слагается только вулканогенными породами среднего эоцена. Осевая линия строго параллельна оси Гвиргвина-Баратхевской синклинали. В полосе Боржомского меридиана она выгнута к северу и складка здесь наиболее интенсивно сжата; в центральной части (в районе Абастумани) ось слегка выгнута к югу, а по Чохатаурскому меридиану — к северу. Здесь складка резко поворачивает на юго-запад.

Южнее Боржомско-Абастуманской антиклинали, в ущельях р. р. Цинубани, Абастуманка и др., проходят две опрокинутые на юг складки — синклинальная и антиклинальная. Они тянутся из Абастуманского ущелья на запад в верховья р. Квабливни, откуда, пересекая северную часть Арсианского хребта, переходят в Горджомский район Аджарии и, еще южнее, в ущелье р. Аджарис-цхали выше Кеда и далее. Восточнее Арсианского хребта обе складки сложены среднеэоценовыми вулканогенными породами. В южном крыле антиклинали выходят отложения оверзского яруса и верхнеэоценовые образования северной части Ахалцихской депрессии. Западнее Арсианского хребта, в районе Горджоми, в строении складок принимают участие отложения Адигенской свиты верхнего эоцена, а в ущелье р. Аджарис-цхали под этими образованиями вновь выступают среднеэоценовые вулканогенные отложения; в ущелье Мериси они секутся сиенитовой интрузией. Осевые линии складок, к востоку от Горджомского района, имеют почти широтное простирание, изгибаясь в направлении Ахалцихской депрессии. Западнее Горджомского района складки поворачивают на юго-запад, сохраняя такое простирание до государственной границы.

В западной части Триалетского хребта, южнее Боржомско-Абастуманской антиклинали, проходят две складки — *Цемско-Двирская синклиналь* и *Либанско-Ацхурская антиклиналь*.

Первая из них, по всей вероятности, соединяется в восточном направлении с синклиналью, выделенной мною (105) в северо-западной части Триалетского хребта под названием Цедисско-Метехской синклинали. Мне удалось хорошо изучить ее в ущелье р. Гуджаретис-цхали. Пересекая эту реку у Цагвери, синклиналь продолжается в западном направлении через

Цеми, Тба, с. с. Гомна, Чобисхеви и Двири выходит в ущелье р. Куры и тянется до с. Цриохи, где затухает. На всем указанном протяжении складка сильно сжата и слегка опрокинута на юг, особенно в центральной части. Она сложена среднеэоценовыми туфогенными образованиями и мощными внутриформационными андезитовыми покровами. Падение крыльев крутое, особенно северного. Осевая линия в общем имеет широтное простирание и лишь слегка выгнута к северу по Боржомскому меридиану.

Как уже отмечалось выше, продолжением Цемско-Двирской синклинали в северо-западной части Триалетского хребта является *Цедисско-Метехская синклиналь*, сложенная в этой части хребта верхнеэоценовыми нуммулитовыми песчаниками и олигоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями. В восточном направлении складка постепенно погружается и в районе Каспи уже целиком сложена олигоценовыми гипсоносными глинами, песчаниками сакараульского и коцахурского горизонтов и отложениями среднего сармата. Падение свит в северном крыле в основном ЮВ 120—130°<20—30°, а в южном—СВ 5°<75°, то-есть складка асимметрична. Внутри синклинали наблюдается во многих местах мелкая складчатость. Простирание осевой линии Цедисско-Метехской синклинали в восточной части (восточнее с. Охера) почти широтное — западнее этого селения ось поворачивает на ЮЗ и сохраняет такое направление до истоков р. Абухало (левый приток р. Ткемлана). В районе Каспи синклиналь заканчивается и в молассовые отложения не переходит.

Либанско-Ацхурская антиклиналь начинается на востоке у с. Абухало и пересекая с. с. Цинубани, Теловани, Мзетамзе, и г. Либани заканчивается у с. с. Ацхури и Цриохи. В восточной части на водораздельном хребте между р. р. Гуджаретис-цхали и Абухало и по ущелью р. Гуджаретис-цхали в ядре складки выходят флишевые отложения, а в остальных частях как ядро, так и крылья ее сложены среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. В этом районе синклиналь слегка опрокинута на юг, а в других имеет преимущественно веерообразное строение. Осевая линия складки в восточной части — северо-восточного простирания; в ущелье р. р. Черной и Боржомки она изгибается к северу, а в западной части снова принимает прежнее простирание.

В восточном направлении Либанско-Ацхурская антиклиналь мною прослежена до ущелья р. Тана, где она повидимому, кончается. В северо-западной части Триалетского хребта, положение этой складки занимает антиклиналь, названная мною (102) *Атенской* и проходящая южнее Цедисско-Метехской синклинали. Она очень хорошо выражена в ущелье р. Тана между с. Диди-Атени и церковью Атенис-Сиони. В ядре этой антиклинали выходят слоистые туфогенные породы среднего эоцена с внутриформационным покровом андезита. Северное крыло складки целиком сложено верхнеэоценовыми отложениями, осложненными по левобережью р. Тана, мелки-

ми складками. Общее падение верхнеэоценовых отложений в северном крыле в основном — СВ 5—10° <70—75°. Такое же падение имеют и среднеэоценовые образования близ контакта с верхним эоценом. По ущелью р. Тана южное крыло Атенской антиклинали сложено также среднемиоценовыми вулканогенными образованиями, с падением на ЮВ 170 — 175°<50—55°.

Таким образом четко выражено опрокидывание складки на север, что непосредственно наблюдается по обоим склонам р. Тана (рис. 8).

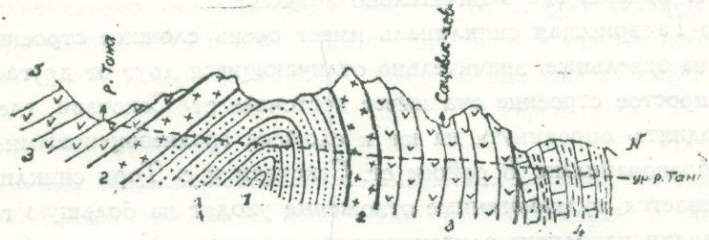


Рис. 8

1—среднеслоистые туфопесчаники и аржиллиты; 2—внутриформационный покров андезита; 3—грубослоистые туфобрекчии и туфопесчаники; 4—верхнеэоценовые нуммулитовые песчаники и глинистые сланцы.

В восточном направлении Атенская антиклиналь довольно быстро погружается, вследствие чего на хребте Саниорис-кеди, к востоку от с. Авкети, свод антиклинали сложен уже верхнеэоценовыми отложениями, а еще восточнее (к северу от с. Ховле) верхний эоцен перекрывается олигоценовыми глинами. В районах с. с. Хандаки и Сасирети, обнажений нет, но еще восточнее, в районе горы Сачите, ядро складки сложено олигоценовыми, нижне- и среднемиоценовыми и среднесарматскими образованиями. Северное крыло складки здесь представлено среднесарматскими песчаниками, глинистыми мергелями и ракушечными известняками, падающими на север под меньшим углом, чем олигоценовые и нижнемиоценовые отложения. Южное крыло антиклинали сложено среднесарматскими известняками и верхнесарматскими глинами и конгломератами с падением в общем на юг, в начале под малым углом, а затем под большим, но все-же меньшим углом падения олигопеновых отложений. Здесь ясно видно несовпадение осевых линий досарматской и послесарматской складок. Восточнее г. Сачите антиклиналь еще быстрее погружается и у ст. Ксани окончательно затухает и в молассовых отложениях на левом берегу Куры уже не продолжается. Осевая линия в западной части имеет широтное простирание, а в восточной — слегка отклоняется на юго-восток, вероятно, под воздействием Грузинской глыбы.

К югу от Либанско-Ацхурской антиклинали расположена *Торско-Тадзрисская синклиналь*. Она начинается в верховьях р. Абухало и на западе

переходит в Гуджаретское ущелье, пересекает его близ с. Гвердисубани и продолжается в район ст. Сакочави, с с. Тори и переходит через Кодианский перевал в Ахалцихскую депрессию, где прослеживается в с. с. Тадзриси, Тисели, Ткемала и следует затем далее на запад, пересекая долину Куры близ с. Агара, вдоль центральной части Ахалцихской депрессии. В районах с. с. Тисели и Ткемала она разветвляется на ряд складок, являющихся главными тектоническими элементами Ахалцихской депрессии. В центральной части последней Торско-Тадзрисская синклиналь прослеживается до с. Бенара, где окончательно затухает.

Торско-Тадзрисская *синклиналь имеет очень сложное строение* и расчленяется на отдельные, значительно отличающиеся друг от друга, отрезки. Наиболее простое строение она имеет восточнее ст. Сакочави, где она высоко приподнята, опрокинута на юг и сложена среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. В районе ст. Сакочави и с. Тори синклиналь быстро погружается, вулканогенные отложения уходят на большую глубину и мульда складки заполнена олигоценовыми глинами. К западу от с. Тори, на коротком расстоянии погружение складки не замечается, но западнее Кодианского перевала она опять начинает быстро погружаться и достигает максимума опускания в центральной части Ахалцихской депрессии. Здесь складка уже полностью сложена верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями. Между ст. Сакочави и с. Ткемала синклиналь осложнена надвигом небольшой амплитуды и в этой части сжата слабее и слегка наклонена на север.

В Ахалцихской депрессии наблюдается совсем иная картина. Здесь складка на всем протяжении опрокинута на юг и сжата до изоклинального состояния (между с. с. Цхрута и Агара). В западной своей части (между *с. с. Чурчуто и Чихели) она раскрывается, но к северу от с. Бенара вновь* приобретает изоклинальный характер.

Осевая линия складки довольно извилистая. К востоку от Гуджаретского ущелья она имеет северо-восточное простирание и в районе Сакочави слегка изгибается к северу. Между с. с. Тори и Ткемала принимает юго-западное простирание, а между с. с. Агара и Цахани меняет его на широтное, а далее к западу вплоть до окончания, опять принимает юго-западное простирание.

В северо-западной части Триалетского хребта положение Торско-Тадзрисской синклинали занимает *Ховле-Хандакская синклиналь*, хорошо прослеживающаяся от ущелья р. Тана (ниже с. Бобневи) на западе до ст. Ксани на востоке. В этом направлении она постепенно погружается. В западной своей части синклиналь сильно сжата, опрокинута на север и сложена среднеэоценовыми вулканогенными породами (ущелье Тана, рис. 9). Северное крыло складки имеет в основном падение ЮВ 170—175° $\angle$ 50—45°, а южное — вертикальное или слегка опрокинутое на север.

Вершина Данахвиса расположена на этом крыле складки. В центральной части (у с. Авкети) синклиналь осложнена небольшим взбросом, в связи с чем в северном крыле ее верхнеэоценовые нуммулитовые песчаники залегают впритык со среднеэоценовыми отложениями.

Между с. Ховле и Цителкалаки синклиналь сложена олигоценовыми отложениями, выступающими лишь в южном крыле; северное крыло покрыто аллювиальными отложениями. Олигоценовые отложения южного крыла залегают непосредственно на среднеэоценовых, а в районе Цителкалаки — на верхнемеловых отложениях. К востоку от с. Цителкалаки синклиналь быстро погружается и в ее строении принимают участие верхнесарматские глины и конгломераты; складка здесь сильно сжата, имеет изоклинальный характер (с. Идлети) и опрокинута на север (рис. 25).

Необходимо отметить, что в районе Кавтисхеви (с. Идлети), под надвигом и над верхнесарматскими отложениями выходят (в опрокинутом положении) среднесарматские известняки, отсутствующие в западной части (с. с. Эзети, Ахалцихе), где непосредственно над верхнемеловыми известняками залегают с большим угловым несогласием верхнесарматские конгломераты.

Осевая линия Ховле-Хандакской синклинали в точности параллельна таковой Атенской антиклинали. Также как эта последняя, она не продолжается в молассовых отложениях Грузинской глыбы и целиком принадлежит Аджаро-Триалетской складчатой системе. На рис. 9 дается разрез Атенской антиклинали и Ховле-Хандакской синклинали в ущелье р. Таи.

Рис. 9.

1—нуммулитовые песчаники, мергели и известняки нижнего эоцена (флиш); 2—нижняя слоистая туфогенная толща среднего эоцена; 3—внутриформационный андезитовый покров; 4—толстослоистая и грубослоистая туфобрекчиевая свита среднего эоцена; 5—нуммулитовые песчаники и глинистые сланцы верхнего эоцена; 6—глины и песчаники олигоцена.

Не задерживаясь на описании складок Ахалцихской депрессии, имеющих второстепенное значение для Аджаро-Триалетской складчатой системы, приступим к описанию наиболее интересной для данной системы *Мцхетско-Сабадурской антиклинали*. Она является самым крупным тектоническим элементом Аджаро-Триалетской складчатой системы; будучи

самой длинной и выдержанной по простиранию, она начинается в долине р. Иори на востоке и тянется до южной периферии Ахалцихской депрессии на западе. Западнее южной периферии Ахалцихской депрессии (ущелья р. Посхови) я ее протягиваю условно, до Шавшетского хребта. Дальнейшим продолжением этой складки, вероятно, является одна из антиклинальных складок Чорохского ущелья, севернее Артвинского массива. Из долины р. Иори Мцхетско-Сабадурская антиклиналь через Норио переходит в ущелье Куры у с. Мцхета, откуда, в западном направлении, непрерывно прослеживается до Зенадриси (ущелье р. Тедзами) и затем наблюдается в с. Уриули (истоки речки Ховлес-цхали) и по ущелью Ормоцис-хеви до Бакуриани; из Бакурианского района она продолжается на запад и выходит на водораздельный хребет между Курой и р. Ошора (Сабадурский хребет), откуда спускается в ущелье Куры близ с. Рустави и далее выходит на г. Акута (горный массив южнее города Ахалцихе) и спускается в ущелье р. Посхови южнее с. Цхалтбила.

Эта складка характеризуется очень сложным и разнохарактерным строением, вследствие чего ее приходится расчленить на части. Самая восточная часть (между долиной р. Иори и с. Мцхета), детально изучена И. Качарава (185), М. Варенцовым (71), В. Пахомовым (285) и Н. Кебадзе (191). По их данным восточнее с. Мцхета, антиклиналь постепенно погружается и периклинально оканчивается в долине р. Иори, не переходя в молассовые отложения. В районе с. с. Норио и Марткоби северное крыло складки осложнено (285) второстепенными — синклинальной, и антиклинальной, складками и надвигом. На этом отрезке складка слабо наклонена на север и сложена, в основном, олигоценовыми отложениями; между с. с. Глдани и Мцхета, в сводовой части складки, под олигоценом обнажены верхнеэоценовые отложения. Восточнее с. Норио антиклиналь менее сжата и менее опрокинута, чем в остальных районах. В западном направлении до с. Зенадриси сжатие и опрокидывание складки на север постепенно возрастают. В этом же направлении постепенно возрастает и воздымание.

Природа этой складки была впервые расшифрована Е. Фурнье (359), а впоследствии А. Джанелидзе (127) и В. Ренгартеном (294), истолковывающими опрокидывание и надвигание Мцхетской антиклинали на север, как опрокидывание складчатой системы Антикавказа на Грузинскую глыбу (по А. Джанелидзе) или на Закавказскую пологосладчатую зону (по В. Ренгартену), что полностью подтвердилось работами последующих исследователей.

На отрезке от с. Мцхета до с. Зенадриси, Мцхетско-Сабадурская антиклиналь резко отличается от остальных своих частей и заслуживает особого внимания. В самой приподнятой части антиклинали обнажены сильно сжатые вулканогенные и карбонатные отложения мела, перекрытые в пог-

руженных частях складки флишевыми отложениями палеоцена и нижнего эоцена, в свою очередь перекрывающиеся мощными вулканогенными образованиями среднего эоцена.

Эта складка дает нам возможность восстановить историю формирования складок всей системы — фазы орогенеза, установленные для ее северного крыла, в районе Мцхета-Цителкалаки. В районе Уриули, в северном крыле складки, на верхнемеловых известняках, трансгрессивно, начинаясь базальным гранитным конгломератом, залегают палеоценовые и нижнеэоценовые флишевые отложения. Наиболее четко выражено это в ущелье р. Тедзами между с. с. Зенадриси и Цителкалаки, где на среднемеловых вулканогенных образованиях, с угловым и азимутальным несогласием, залегают среднеэоценовые вулканогенные отложения. К северу от с. Уриули на последних несогласно залегают приабонские нуммулитовые песчаники, а восточнее — в с. с. Ховле, Пашиани и Цителкалаки — на приабонских, среднеэоценовых и верхнемеловых отложениях, трангрессивно и также с угловым несогласием, — олигоценовые отложения. В районах Цителкалаки, Кавтис-хеви и Дзегви в северном крыле той же Мцхета-Сабадурской антиклинали на олигоценовых, эоценовых и меловых отложениях непосредственно залегают разные горизонты среднего и верхнего миоцена. Между Мцхета (несколько южнее его) и р. Дарбазула, в ядре складки обнажаются флишевые отложения, перекрытые в ущельи Куры эоценовыми вулканогенными образованиями, в восточном направлении быстро погружающимися под верхнеэоценовые отложения. Северное и южное крылья складки сложены среднеэоценовыми вулканогенными породами: по левобережью Куры, северное крыло опрокинуто на север и осложнено двумя небольшими складками. Оно падает вертикально или под крутым углом на юг и разорвано надвигом, направленным с юга на север. Для иллюстрации наклона северного крыла привожу зарисовку обнажения под кладбищем с. Дзегви (рис. 10). Из зарисовки ясно видно, что здесь опрокидывание на север ка-

Рис. 10.
1—среднеэоценовые нуммулитовые туфопесчаники и туфобрекчии; 2—сланцеватые гипсоносные песчаники олигоцена; 3—аллювиальные отложения.

сается только среднеэоценовых вулканогенных образований. В районе Кавтисхеви, напротив, на север опрокинуты не только меловые и эоценовые, но и сарматские отложения (рис. 25).

Южное крыло Мцхетско-Сабадурской складки сложено у Мцхета среднеэоценовыми вулканогенными породами, падающими, в общем, на юг под углом в среднем в 25—30° и обнажающимися в виде отвесных скал. В ущельях р. р. Дарбазула и Кавтисхеви в ядре и в южном крыле складки, под флишевыми отложениями и пестроцветной свитой дат-палеоцена, обнажаются верхнемеловые карбонатные отложения и маломощная узкая полоса вулканогенных пород среднего мела; падение этого крыла меняется в пределах 15° — 20° (во флишевых отложениях) и 40° — 50° (в меловых). Северное крыло имеет крутое, опрокинутое на север, падение и разорвано надвигом, вследствие чего меловые образования ложатся на эоценовые.

В районе Кавтисхеви форма этой складки не так ясно выражена. Здесь имеется полный разрез южного крыла и частично сводовой части. Северное крыло складки (меловые и эоценовые отложения) размыто последующими трансгрессиями и разорвано крупным надвигом (рис. 25). В сводовой части складки, выступают, в виде небольших полос, вулканогенные породы мела.

С. Левченко (227) и М. Варенцов (71) к югу от Мцхетской антиклинали отмечают изоклинальные складки, сложенные палеоценовыми нижне- и среднеэоценовыми туфогенными и верхнеэоценовыми песчанистыми отложениями, что не подтверждается моими наблюдениями. «Верхнеэоценовые» отложения С. Левченко по моим данным (как это уже не раз отмечалось выше) оказывались палеоцен-нижнеэоценовыми, обнажающимися в южном крыле антиклинали, а не в ядре синклинали.

Если в районе Кавтисхеви и далее на запад до с. Цителкалаки антиклинальная форма описываемой складки выражена не совсем ясно, то между Цителкалаки и с. Зенадриси и еще далее на запад она выступает со всей четкостью. Здесь вышеуказанный надвиг уходит в южное крыло антиклинали и в ядре складки выходят самые древние для Аджаро-Триалетской складчатой системы, среднемеловые вулканогенные породы, а в южном — разорванные надвигом верхнемеловые мергели и известняки; в северном крыле антиклинали верхнемеловые известняки полностью размыты и на вулканогенной толще среднего мела непосредственно залегают среднеэоценовые туфогенные отложения. При этом, указанные свиты в южном крыле падают на юг и на юго-восток под углом в среднем в 15—20°, тогда как в северном крыле падение их не постоянное. Близ сводовой части падение эоценовых отложений направлено на северо-северо-восток и угол падения достигает максимально 25° (меловые вулканогенные отложения в этом же пункте имеют угол падения в 30—45°). В направлении с юга на север угол падения свит постепенно увеличивается и на северном склоне Калоубнис-кеди слои уже становятся на голову, а затем опрокидываются на север.

У с. Зендриси Мцхетско-Сабадурская антиклиналь постепенно погру-

жается; в сводовой части и в северном крыле последовательно появляются маломощные верхнемеловые известняки, флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена и вулканогенные породы среднего эоцена; эти последние от северного крыла складки, непосредственно переходят в южное. В районе с. Н. Уриули в сводовой части обнажаются, опять те-же верхнемеловые известняки, трансгрессивно перекрывающиеся флишевыми отложениями.

Отрезок между с. Уриули и ущельем Гуджарети является третьей частью Мцхетско-Сабадурской антиклинали. Эта часть характеризуется широким развитием мощных флишевых отложений, обнажающихся в своде; южное и северное крылья сложены среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, при чем северное крыло до истоков р. Тана опять опрокинуто на север. На хребте Размети и в ущелье Ормоцис-цхали во флишевые отложения внедрены пластовые интрузии габбровых пород, также смятых в складки. Это явление наиболее ясно выражено в ущелье р. Ормоцис-цхали. Сводовая часть и южное крыло антиклинали сильно дислоцированы, в особенности во флишевых отложениях. Здесь дополнительно выделяются еще две короткие — синклинальная и антиклинальная — складки, при чем антиклиналь, названная Разметской (105), опрокинута на юг.

Кроме этих складок, в ущельях р. р. Джонджохетис-хеви, Вицхес-цхали, Тана (выше с. Бобневи), Болванис-хеви и др. наблюдаются также более мелкие складки, при чем крылья их, по сравнению с ядрами, менее дислоцированы. При первом взгляде, это явление производит впечатление несогласного залегания пород. Повидимому, это и ввело в заблуждение С. Кузнецова (216, 217), отмечающего большое угловое несогласие (на геологическом разрезе) между «Бошурской фацией» верхнего эоцена (?) и палеоценом. На самом деле несогласия здесь нет и, как уже отмечалось, эти свиты С. Кузнецова, целиком относятся к палеоцену, а верхнеэоценовые отложения здесь отсутствуют.

В ущелье р. Гуджаретис-цхали, Мцхетско-Сабадурская антиклиналь постепенно погружается и суживается. Флишевые отложения выступают узкой полосой только в сводовой части складки, и она в основном сложена среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. Между М. Тонети и Бакуриани в строении южного крыла принимают участие верхнеэоценовые глинисто-песчанистые отложения. Здесь антиклиналь уже опрокинута на юг. Угол падения южного крыла составляет 70 — 80°, а северного — 50—60°.

Четвертая часть Мцхетско-Сабадурской антиклинали соответствует отрезку между Бакуриани и хребтом Санисло (водораздельный хребет между Цихис-джварским ущельем и р. Ошора). Эта часть складки резко отличается от остальных: она сильно погружена, вследствие чего сводовая часть сложена верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями и среднеэоценовыми туфобрекчиями. Максимальное погружение наблюдается

в ущелье р. Шави-цхали, где сводовая часть полностью перекрыта бакурианскими андезито-базальтовыми потоками, под которыми несогласно залегают верхнеэоценовые и даже олигоценовые отложения. Погружение складки настолько сильное, что угол падения оси достигает 35 — 40°. Южное крыло складки хорошо представлено на небольшом гребне Схирмос-кеди, где развиты среднеэоценовые туфобрекчии и верхнеэоценовые глинисто-песчанистые отложения. Северное крыло складки разорвано надвигом и сильно размыто врхнеэоценовой и олигоценовой трангрессиями (район с. Тори). Угол падения южного крыла остается и здесь крутым.

Пятая часть Мцхетско-Сабадурской антиклинали соответствует высокоприподнятому скалистому хребту между р. р. Курой и Ошора. Здесь она высоко приподнята и в ядре выступают в виде узкой и удлиненной полосы, нижние слоистые туфогенные отложения среднего эоцена; остальные части складки сложены массивными туфобрекчиями и внутриформационными андезитовыми покровами среднего эоцена. Здесь складка наклонена и надвинута на север, на Торско-Тадзрисскую синклиналь. Вследствие этого северное крыло разорвано и на значительном протяжении опрокинуто на север под углом 70°. Южное крыло складки залегает спокойно, падая на юг под углом в 20—30°.

Мцхетско-Сабадурская антиклиналь быстро погружается в сторону долины Куры и, пересекая ее ниже с. Рустави, уходит в горы Акута и Шабанебели к югу от Ахалцихской депрессии. В долине Куры она разветвляется на ряд более мелких сильно сжатых (до изоклинального состояния) и опрокинутых на юг складок. Северные ответвления складок уходят в южную часть Ахалцихской депрессии. Основная ветвь антиклинали, в долине Куры и в ущелье р. Уравели, сложена среднеэоценовыми слоистыми и массивными туфопесчаниками и массивными туфобрекчиями. Первые выступают в сводовой части антиклинали, а вторые вместе с верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями — в крыльях.

В районе горных массивов Шабанебели и Акути и далее в ущелье р. Посхови северное крыло складки падает полого на север, а положение южного крыла остается не совсем ясным. Обширные площади района покрыты альпийскими лугами и немногочисленные обнажения представлены массивными туфобрекчиями с неясной слоистостью. Нужно предполагать, что и в этой части антиклиналь опрокинута на юг.

В самой западной части, на Арсианском хребте и в Аджарии, где я предполагаю существование продолжения Мцхетско-Сабадурской антиклинали, общая структура складки неясна. Дело в том, что складка попадает в слабо изученный район Аджарии, исследователи которого (215, 217, 254) не дают достаточных сведений о тектонике, кроме того, в районе Арсианского хребта, складка перекрыта молодыми андезито-дацитовыми лавами и, наконец, южная часть Аджарии покрыта, затрудняющим наблю-

дения, густым, непроходимым лесом. В заключение необходимо охарактеризовать в общих чертах направление осевой линии Мцхетско-Сабадурской антиклинали.

В восточной части (восточнее ст. Мцхета) осевая линия слегка отклоняется от широтного простирания на юго-восток — видимо под воздействием давления Большого Кавказа. Это явление впервые было замечено А. Джанелидзе (128). Одновременно складка здесь претерпевает максимальное погружение. Между Мцхета и Уриули она имеет в общем широтное простирание; антиклиналь здесь наиболее высоко приподнята, опрокинута на север и постепенно уходит вглубь системы. От Уриули до Гуджаретис-цхали осевая линия дугообразно выгнута к северу и складка, за исключением Гуджаретского ущелья, расположена в центральной части системы, где имеет широкий свод и тенденцию к двустороннему опрокидыванию (Разметская антиклиналь). В Гуджаретском ущелье она полностью переходит в южную часть системы и, постепенно погружаясь, опрокидывается на юг.

Между этим ущельем и Бакуриани она слегка изгибается к югу и в самом районе Бакуриани вновь загибается к северу. Как уже отмечалось, антиклиналь на этом отрезке очень быстро погружается, но в районе хребта Сабадури-Ошора вновь воздымается и опрокидывается на север, причем осевая линия ее принимает СВ—ЮЗ простирание.

В долине Куры антиклиналь снова погружается и явно опрокидывается на юг; направление осевой линии сохраняется прежним. Вдоль южной периферии Ахалцихской депрессии осевая линия изгибается уже к югу; причем изгиб достигает максимума в ущелье р. Посхови. Это явление не менее четко выражено в складках самой Ахалцихской депрессии, о чем подробнее говорится ниже.

В западной части предполагается по региональным соображениям, что осевая линия антиклинали делает один изгиб к северу (в районе Арсианского хребта). К западу от ущелья р. Посхови, эта антиклиналь является по всей вероятности самой южной складкой Аджаро-Триалетской складчатой системы.

К югу от Мцхетско-Сабадурской антиклинали в Тбилисском районе проходят шесть складок, подробно изученных И. Качарава (185), М. Варенцовым (71), В. Пахомовым (285) и др.

Первой и самой северной из них является Хевдзмарская или *Хевдзмарско-Дигомская синклиналь*, прослеживающаяся до южного склона Арджеванского хребта на западе. Ее западным продолжением можно считать Бакурианско-Ошорскую синклиналь.

По своему строению Хевдзмарско-Дигомская синклиналь резко разделяется на две части — восточную и западную. К восточной части относится отрезок восточнее Куры, а к западной — остальная часть складки. Пер-

вая в основном, сложена олигоценовыми отложениями; лишь в мульде складки сохранились миоценовые отложения; здесь синклиналь более сильно сжата и опрокинута на юг. Сжатие и опрокидывание складки на юг постепенно уменьшаются в восточном направлении.

В западной части Хевдзмарско-Дигомская синклиналь в основном сложена верхнеэоценовыми отложениями. Олигоценовые отложения, вследствие воздымания складки, полностью денудированы. На южном склоне Арджеванского хребта, по этой же причине, денудированы и верхнеэоценовые отложения и синклиналь полностью сложена среднеэоценовыми вулканогенными образованиями. Интересно отметить, что между долиной Куры и Арджеванским хребтом, Хевдзмарско-Дигомская синклиналь имеет тенденцию к опрокидыванию на север. В районе Дигоми падение северного крыла складки пологое, составляя в среднем 25—30°, а южного — крутое, в среднем около 60—70°; в некоторых местах пласты верхнего эоцена стоят на головах.

В южной части Арджеванского хребта синклиналь в общем пологая, слегка асимметричная — углы падения северного крыла больше, чем южного.

Осевая линия Хевдзмарско-Дигомской синклинали, восточнее ст. Авчала, подобно Мцхетско-Сабадурской антиклинали, имеет юго-восточное простирание (слегка отклоняется от широтного), а в западной части — СВ—ЮЗ. Перелом в направлениях происходит вдоль долины р. Куры. На южном склоне г. Арджевани осевая линия, имея в общем широтное простирание, слегка изгибается к северу.

Бакурианско-Ошорская синклиналь на востоке начинается недалеко от Бакуриани (она отделена от Хевдзмарско-Дигомской синклинали надвигом) и на западе, пройдя Бакуриани—Цихисджварское понижение, переходит через Ошорский перевал в Аспиндзский район, пересекает ниже с. Аспиндза Куру и прослеживается далее на запад в отложениях кисатибской диатомитовой свиты до ущелья р. Уравели. В районе Бакуриани и восточнее него, южное крыло этой складки перекрыто надвинутыми с юга среднеэоценовыми образованиями. Северное ее крыло сложено круто стоящими отложениями верхнего эоцена и частично олигоцена.

В Бакурианско-Цихисджварском понижении, имеющем, повидимому, чисто тектоническое происхождение, складка быстро погружается. Центральная и отчасти южная части ее здесь перекрыты андезитовыми лавами, но в западной части с. Цихисджвари в ее мульде выходят олигоценовые и верхнеэоценовые глинисто-песчанистые отложения, а в крыльях — среднеэоценовые вулканогенные образования.

В западном направлении синклиналь быстро воздымается и большая часть восточного склона хребта Санисло сложена среднеэоценовыми вулканогенными породами. На Ошорском перевале и непосредственно к западу

от него до р. Уравели, в мульде складки вновь появляются верхнеэоценовые отложения. Вследствие быстрого погружения складки в ущелья р. Уравели синклиналь полностью сложена кисатибской свитой. Западнее ущелья направление синклинали не известно.

Между Ошорским перевалом и долиной Куры Бакурианско-Ошорская синклиналь очень полога и слегка опрокинута на юг. Эти особенности наиболее четко выражены в западной части складки, в районе полосы Чобареги-Кисатиби, где северное крыло ее, сложенное верхнеэоценовыми отложениями и кисатибской свитой, падает круто на юг, в среднем под углом 60—70°, а южное имеет пологое падение, в среднем в 15—20°.

Осевая линия Бакурианско-Ошорской синклинали делает два изгиба: один в районе Бакуриани, где она изгибается к северу, а второй — в районе Кисатиби, где она изгибается к югу.

Между Мцхетско-Сабадурской и Хевдзмарско-Дигомской складками имеется ряд мелких складок, из которых заслуживают интереса *Борцванско-Тусребская синклиналь* и *Зиртинская антиклиналь*.

Первая проходит в верховьях р. Тедзами, откуда продолжается на восток до с. Гостибе (несколько севернее его), и на западе до с. Тусреби, как бы являясь ответвлением Бакурианско-Ошорской синклинали.

Синклиналь осложнена крупным Арджеванским надвигом; южное крыло ее перекрыто надвинутыми с юга на север среднеэоценовыми и даже меловыми образованиями. В верховьях р. Тедзами (западнее с. Иури) в мульде синклинали обнажены сильно дислоцированные (смятые в мелкие складки) верхнеэоценовые глинисто-песчанистые отложения, а в крыльях — очень круто падающие среднеэоценовые вулканогенные образования. В западном направлении — до с. М. Тонети и дальше — верхнеэоценовые отложения в южном крыле складки перекрыты надвинутыми с юга среднеэоценовыми туфобрекчиями и в этой части синклиналь представлена только крутопадающим на юг северным крылом, сложенным верхнеэоценовыми мягкими глинисто-песчанистыми отложениями и массивными вулканогенными породами среднего эоцена. Не безинтересно отметить, что развитию верхнеэоценовых отложений отвечает понижение рельефа. Притоки р. р. Кция и Гуджаретис-цхали в своих истоках, в области развития верхнеэоценовых отложений, меняют меридиональное направление на широтное, причем имеет место перехват бассейнов.

В центральной своей части Борцванско-Тусребская синклиналь почти изоклинального характера; она сложена, выходящими в крыльях, среднеэоценовыми вулканогенными отложениями и тонкослоистыми глинистыми песчаниками и глинами верхнего эоцена, залегающими в мульде синклинали. Осевая линия складки проходит у с. с. Борцвана, Чвареби и Мгебриани. Она с перерывами прослеживается по ущельям р. р. Самочалос-цхали и Саболна и восточнее, в районе с. Гостибе, где и заканчивается. По ука-

занным ущельям в принимающих участие в строении складки меловых отложениях наблюдается интенсивное смятие.

Вторая складка — *антиклиналь Зирта* — проходит вдоль северного склона Арджеванского хребта (водораздел между р. р. Тедзами и Храми-Кция). Она почти изоклинально сжата, сильно опрокинута на север и надвинута на среднеэоценовые отложения (рис. 28). В сводовой части обнажаются вулканогенные породы среднего мела, а в южном крыле — осложненные мелкими складками верхнемеловые известняки, падающие на Ю и на ЮВ под углом в среднем в 20—30°; северное крыло не совсем ясно выражено. Лучшие разрезы наблюдаются к востоку от с. Иури, в истоках небольших правых притоков р. Тедзами. Здесь над флишевыми отложениями залегает сильно дислоцированная пестроцветная свита датского яруса и нижнего палеоцена, представленная мергелистыми глинами, песчаниками и мергелями; к югу на них налегают мергелистые, тонкослоистые известняки, в нижних горизонтах которых появляются прослои туфогенных пород. Ниже стратиграфически они постепенно переходят в вулканогенные породы мела, падающие вместе с известняками на СВ 30° < 45—50°. Выше, по течению реки, вулканогенные породы постепенно выполаживаются и меняют падение на ЮВ < 20—30°.

Мощность тонкослоистых известняков в этом разрезе не превышает 40—50 м в то время, как в нормальных разрезах она достигает 500 м и более. Они залегают в сводовой части, опрокинутой на север антиклинали. Приходится заключить, что контакт между тонкослоистыми известняками и пестроцветной свитой тектонический. Линия нарушения непосредственно не наблюдается, вследствие плохого обнажения.

В восточном направлении антиклиналь Зирта продолжается почти до р. Самочалос-цхали. В районе г. Зирта, в южном крыле ее наблюдается вторичная складчатость. В западном направлении антиклиналь прослеживается до истоков р. Тедзами и, повидимому, затухает вместе с Борцванско-Тусребской синклиналью.

Осевые линии обеих складок в общем широтного простирания, но в истоках р. Тедзами они слегка изогнуты к северу, а на северном склоне Арджеванского хребта — к югу.

Переходя к описанию складок Тбилисского района, в первую очередь коснемся *Лисской* (185) *или Дигомской* (71) *антиклинали* и *Сабурталинской синклинали.*

Обе эти складки по данным В. Эдилашвили на западе начинаются в районе Манглиси и хорошо прослеживаются на восток до долины Куры, периклинально заканчиваясь в г. Тбилиси — в южной части Надзаладеви.

Лисская антиклиналь полностью сложена верхнеэоценовыми отложениями. Она асимметрична и слегка опрокинута на север. По данным И. Ка-

чарава (185), угол падения северного крыла, между с. с. Дигоми и В. Лиси и далее на запад, достигает 80°, а южного — 45°. Она в западном направлении воздымается, а в восточном погружается.

Сабурталинская синклиналь также сложена верхнеэоценовыми отложениями, но в районе Сабуртало и по левобережью Куры, в мульде ее развиты нижнеолигоценовые отложения (71). Она, также воздымается в западном направлении и погружается в восточном.

Осевые линии обеих складок имеют простирание юго-запад-северо-восток, с некоторым отклонением на юго-восток по левобережью Куры.

По мнению одних (128), Лисская и Сабурталинская складки на левобережье р. Куры становятся изоклинальными, — между тем как по данным других (71, 185, 285) — эти складки затухают в долине Куры и восточнее Надзаладеви не продолжаются. На основании анализа тектоники восточной оконечности Аджаро-Триалетской складчатой системы, я присоединяюсь к мнению последних. Трудно представить себе, чтобы под действием сил, направленных с севера на юг, могли образоваться сильно сжатые и опрокинутые на юг изоклинальные складки, между асимметричной Хевдзмарско-Дигомской синклиналью и слабо сжатой Сеидабадской антиклиналью. Под действием этих сил, в первую очередь, должна была бы принять изоклинальный характер Хевдзмарско-Дигомская синклиналь, чего в действительности нет.

В районе самого города Тбилиси проходят две складки: *Сеид-Абадская антиклиналь* и *Крцанисская* или *Табахмельская синклиналь*.

Сеид-Абадская антиклиналь прослежена В. Эдилашвили от Сеид-Абадского хребта через Манглиси до южного склона Триалетского хребта, где она, по всей вероятности, ответвляется от Телетско-Беденской антиклинали. Она сложена полностью верхнеэоценовыми отложениями, но в районе Буденновки и города Тбилиси в сводовой части складки обнажаются. Сеид-Абадская антиклиналь тянется до молассовой зоны. В районе Навтлуги в строская антиклиналь тянется до молассовой зоны. В районе Навтлуги в строении складки принимает участие навтлугская нефтеносная свита. В западной своей части складка более сжата и явно опрокинута на юг; восточнее Манглиси она сжата менее и, по данным И. Качарава (185) падение северного крыла круче южного. В восточном направлении антиклиналь, быстро погружаясь, становится очень пологой и ось складки, взамен широтного, принимает юго-восточное простирание.

Крцанисская синклиналь прослежена В. Эдилашвили от Манглисского района на западе до г. Тбилиси на востоке. Осевая линия синклинали проходит, приблизительно, в направлении М. Тонети-Коджори-Табахмела-Крцаниси; восточнее г. Тбилиси она поворачивает на юго-восток и кончается не продолжаясь в молассовую зону.

В западной части (западнее Коджори) Крцанисская синклиналь более сжата и опрокинута на юг; в районе Табахмела она максимально приподнимается и расправляется, что создает полное впечатление затухания складки.

Самый южный из крупных тектонических элементов Аджаро-Триалетской складчатой системы представлен *Телетско-Гумбатской антиклиналью*, прослеженной (392) от Телетского хребта на запад через хребет Беденн до Гумбати; от с. Гумбати в западном направлении я ее условно протягиваю через г. Тавкветили по северной периферии Ахалкалакского нагорья; ее продолжением в этой части, по всей вероятности, является Чобаретская антиклиналь, хорошо выраженная южнее г. Чобарети и в долине Куры к югу от с. Аспиндза; еще западнее она условно протягивается в отложениях годердзской свиты до г. Шабанебели.

Восточнее Телетского хребта по левобережью Куры, Телетско-Гумбатская антиклиналь прослежена И. Качарава (185) и В. Пахомовым (285) до молассовой зоны.

Согласно геологической карте, эта антиклиналь в восточной части Телетского хребта, имея очень широкий и пологий свод, сложена «конгломератами запутанного напластования» среднего эоцена, а в западной части, постепенно суживаясь, и сжимаясь, — флишевыми отложениями палеоцен — нижнего эоцена. В направлении Беденского хребта антиклиналь постепенно воздымается и здесь под флишевыми отложениями уже выходят карбонатные и вулканогенные образования мела, которые непосредственно ложатся на кристаллические породы Храмского массива.

Северное крыло Телетско-Гумбатской антиклинали восточнее Беденского хребта имеет пологое падение на север, в среднем < 15—20°, в то время как южное крыло обнаруживает очень изменчивое залегание; так, например, западнее с. Вашловани южное крыло сначала падает на юг под углом 80° (185), а затем складка постепенно опрокидывается на юг. Это явление было замечено Г. Абихом (15) и впоследствии детально изучено И. Качарава (185), В. Пахомовым (285) и В. Эдилашвили (392). Опрокидывание антиклинали на юг прослеживается до Беденского хребта, где уже наблюдается иная картина (392). Угол падения северного крыла антиклинали постепенно увеличивается, а южного уменьшается и опрокидывание складки на юг исчезает. В районе с. Сапудзреби (севернее Беденского хребта) антиклиналь осложнена надвигом (392).

Восточнее с. Вашловани падение южного крыла постепенно уменьшается и уже в с. Кумиси и далее на восток опрокидывание складки на юг вовсе не наблюдается; угол падения южного крыла здесь по сравнению с северным намного больше, составляя в среднем 50—60°, тогда как северного всего — 10—25°. Таким образом, общий наклон складки на юг сохраняется и в этой части.

Южное крыло Телетской антиклинали, в южной части Телетского хребта, осложнено мелкими складками — *Кумисскими синклиналью и антиклиналью* и *Энагетскими синклиналью и антиклиналью*. Первые две из них проходят в районе с. Кумиси (немного севернее) и, по данным В. Пахомова, (285) сливаются на западе с главной Телетской антиклиналью, а Энагетские складки начинаются восточнее с. Энагети и также сливаются западнее с главной Телетской антиклиналью. Согласно И. Качарава (185) главную Телетскую антиклиналь на западе замещает Кумисская антиклиналь, а эту последнюю — Энагетская антиклиналь.

Мне представляется более правильной схема В. Пахомова с одной поправкой, что осевые линии выше отмеченных второстепенных складок не сливаются с осью главной антиклинали, а только приближаются к ней. Аналогичное явление мною, не раз, наблюдалось в других областях Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В восточном направлении, уже по левобережью Куры, Телетская антиклиналь постепенно погружается и выполаживается. Она в этой части целиком сложена верхнеэоценовыми и олигоценовыми отложениями, преимущественно перекрытыми аллювиальными и делювиальными отложениями.

Интересно отметить, что наиболее широкий и пологий участок свода Телетской антиклинали в точности совпадает с распространением «конгломератов запутанного напластования», что, по моему мнению, вызвано неподатливостью этих образований. В западных частях, где «конгломераты запутанного напластования» отсутствуют, антиклиналь сильно сжата и опрокинута на юг.

Западнее Беденского хребта до с. Гумбати антиклиналь постепенно погружается и меловые и эоценовые отложения уходят под лавы годердзской свиты, которые, в свою очередь, сложены в менее сжатую, наклоненную на юг антиклинальную складку. Как себя в этой части ведут меловые и эоценовые отложения, не ясно. Судя по Гумбатскому разрезу, можно предположить, что они здесь сильно сжаты и опрокинуты на юг. Это ясно на-

Рис. 11.

1—мел; а) вулканогенные породы и б) известняки; 2—палеоцен и нижний эоцен—флиш; 3—средний эоцен—туфогенные породы; 4—годердзская свита: а) конгломераты и глины и б) лавы.

блюдается в районе с. Гумбати, где, как отмечалось выше, в ядре антиклинали выходят меловые вулканогенные и карбонатные образования (рис. 11).

На разрезе видно, что в южном крыле, не только меловые и палеогеновые отложения, но и годердзская свита, имеет тенденцию к опрокидыванию на юг. В южном направлении, в сторону Артвинско-Сомхитской глыбы, крыло быстро выполаживается и угол падения доходит до 15°.

В западном направлении антиклиналь быстро погружается и меловые отложения уходят под палеогеновые образования, а эти последние, в истоках р. Куция, перекрываются верхнеплиоценовыми андезито-дацитовыми лавами и до г. Чобарети положение антиклинали для нас не ясно. Андезито-дацитовые покровы моноклинально падают на юг под углом от 30 до 10°.

В районе г. Чобарети, как уже не раз отмечалось, в ядре антиклинали выходят среднемеловые вулканогенные образования, а в крыльях известняки верхнего мела и нижняя слоистая туфогенная свита среднего эоцена. Флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена здесь отсутствуют. Складка явно опрокинута на юг; падение пород в северном крыле С < 35—25°; падение южного крыла С < 60—70°.

Большая часть южного крыла антиклинали покрыта андезито-дацитовыми лавами и нам неизвестно насколько оно быстро выполаживается в сторону Артвинско-Сомхитской глыбы. Судя по элементам залегания лав годердзской свиты и верхнего плиоцена, которые в зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы имеют падение от 20 до 35°, а в зоне Артвинско-Сомхитской глыбы от 10° до 15° (в обоих случаях в пределах этого района), нужно предположить, что и более древние отложения Чобаретской антиклинали на глыбе быстро выполаживаются.

В западном направлении Чобаретская антиклиналь быстро погружается и в ущелье Куры оказывается сложенной среднеэоценовыми вулканогенными и верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями. Еще западнее, в области распространения годердзской свиты, характер складки нами не выявлен и она здесь проводится совершенно условно.

Заканчивая общую характеристику Телетско-Гумбатской антиклинали, необходимо в общих чертах коснуться направления осевой линии складки. В восточной своей части (восточнее Соганлуга) она имеет СЗ—ЮВ простирание, а в районе Телетского хребта до горы Бедени — широтное; в центральной части (между хребтом Бедени и г. Чобарети), по северной окраине Храмского массива и Ахалкалакского нагорья, антиклиналь высоко воздымается и осевая линия очерчивает большую, выгнутую к северу дугу; в западной части антиклиналь опять погружается и в долине Куры (к югу от Ахалцихской депрессии) осевая линия выгибается к югу. Максимальный выгиб осевой линии к северу соответствует Бакурианско-Боржомской полосе, вдоль которой вообще намечается максимальное сжатие и сближение складок Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Откладывая пока анализ этого явления, перейдем к описанию некоторых мелких, но характерных, складок Ахалцихской депрессии. Вследствие

того, что тектонике Ахалцихской депрессии мною посвящена специальная статья (113), здесь дается только ее общая характеристика; несколько подробнее описываются изменения, внесенные мною в данную ранее схему, *после вторичного кратковременного посещения этого района.*

По данным Б. Мефферта (253, 256), основными тектоническими элементами Ахалцихской депрессии являются сбросы и взбросы, вызвавшие общее опускание всей депрессии. Как известно, эти нарушения установлены автором на основании отсутствия в разрезах некоторых стратиграфических горизонтов. В результате исследований, проведенных С. Лукашевичем и В. Страховым (236), а впоследствии и мною, выяснилось, что основными тектоническими элементами Ахалцихской депрессии являются не дизъюнктивные нарушения, а многочисленные складки, — Ахалцихская депрессия является синклинорием.

Главный тектонический элемент этой депрессии, Торско-Тедзрисская синклиналь, описана выше. К северу от этой синклинали проходят четыре складки: две антиклинальные и две синклинальные. Первая из них мною называется *Цнисской антиклиналью* и хорошо прослеживается между с. Сакунети и Клде. Особенно четко она выражена в районе с. Цниси, в долине Куры, где в ядре складки выступают сильно дислоцированные среднеэоценовые вулканогенные образования, а в крыльях — верхнеэоценовые *глинисто-песчанистые отложения.* У с. Клде *эоценовые отложения* быстро погружаются и западная часть антиклинали целиком сложена олигоценом. В центральной части депрессии положение складки не ясное, но в западной части продолжением ее должна быть *Парехская антиклиналь,* хорошо фиксируемая к северо-западу от с. Пареха, где она сложена олигоценовыми, нижнемиоценовыми — угленосными и средне- и верхнемиоценовыми континентальными отложениями годердзской свиты. Здесь она опрокинута на юг. Северное крыло падает на СЗ 340° < 40°, а южное — на СЗ 350° <85—90°.

На запад антиклиналь прослеживается почти до с. Бенара (чуть севернее селения); она здесь изоклинально сжата, вследствие чего трудно замечаема. Далее на запад она больше не обнаруживается и, повидимому, затухает недалеко от с. Бенара.

В восточной части между с. с. Клде и Сакунети, строение Цнисской антиклинали веерообразное. Она постепенно погружается и заканчивается около с. Сакунети.

К северу от Цнисской антиклинали проходит *Зикилийская синклиналь,* начинающаяся на востоке между с. с. Ацхури и Ткемала и продолжающаяся на запад до ущелья Абастумани (Оцхе). Она имеет широтное простирание. Между с. с. Зикилия и Элиа-Цминда синклиналь сложена верхнеэоценовыми и, частично, олигоценовыми отложениями. Особенно хорошо она выражена в районе с. Зикилия и по ущельям р. р. Цверукниси и Цвинта-геле; в районе с. Зикилия она сжата до изоклинального состояния

с вертикальным падением крыльев. В западном направлении складка постепенно раскрывается и на правобережье р. Цверукниси северное крыло ее падает на ЮЗ 210° < 45—50°, в то время как южное крыло остается крутым и в этом районе. В западном направлении складка постепенно погружается и целиком сложена отложениями годердзской свиты, перекрытыми сверху четвертичными отложениями, вследствие чего характер складки здесь не ясен. Осевая линия должна пройти немного севернее с. с. Чурчуто и Чихели и выйти далее на запад севернее с. Бенара, где, как и первая складка изоклинально сжата. Она, вероятно, кончается к северу от с. Бенара.

Севернее этой синклинали расположена *Мугаретско-Татанисская антиклиналь*. Она хорошо выражена в с. с. Мугарети, Гиоргацминда и Татаниси. В Татаниси она осложнена небольшим сбросом. Антиклиналь кончается на востоке южнее с. Ацхури, а на западе хорошо прослеживается до области развития годердзской свиты. В этой части она сильно сжата и опрокинута на юг. В отложениях годердзской свиты, антиклиналь прослеживается только местами и здесь она очень слабо сжата. Западное продолжение антиклинали выходит в ущелье р. Оцхе к северу от с. Бенара, где она уже опрокинута на юг. Южное крыло падает почти вертикально, а северное полого, в среднем на 25—30°. На запад от ущелья р. Оцхе антиклиналь далеко не прослеживается и быстро затухает.

В северной части Ахалцихской депрессии проходит *Свирско-Платская синклиналь*, начинающаяся на востоке около с. Ацхури и прослеживающаяся на запад до Арсианского хребта. Она почти широтного простирания и делится на три части: восточную, центральную и западную. В восточной части (между с. с. Свири и Ацхури) синклиналь сложена верхнеэоценовыми, олигоценовыми и частично нижнемиоценовыми отложениями, сжата до изоклинального состояния и опрокинута на юг.

В центральной части синклиналь постепенно погружается и расширяется, вследствие чего в ее мульде постепенно появляются более молодые горизонты средне- и верхнемиоценовых отложений. Здесь она менее сжата, но сохраняет свое асимметричное строение. На отрезке Цахана-Ани угол падения северного крыла достигает 60°, а южного не превышает 40°.

В западной части складка проходит несколько южнее с. Вархана, откуда тянется через с. Плате до г. Чанчахи. Особенно четко она выражена в поперечных ущельях р. р. Смаде, Чорчана, Адигени, Млаше и др. (левые притоки р. Кваблиани). В этих ущельях она довольно сильно сжата, опрокинута на юг и сложена адигенской андезито-базальтовой и глинисто-песчанистой свитой и, частично, олигоценовыми глинами.

К югу от Торско-Тадзрисской синклинали, т. е. в южной части Ахалцихской депрессии, проходят шесть складок, из которых самой северной является *Ахалцихско-Адигенская антиклиналь*. Она отчетливо выражена

в районе самого города, где в ядре складки выступают среднеэоценовые вулканогенные образования. От Ахалцихе она прослеживается на восток по правобережью Куры и заканчивается близ с. Ткемала. Эта часть антиклинали сложена глинисто-песчанистыми отложениями, в которых на горе Сапернако залегают тешенит-мончикитовые пластовые интрузии.

На запад от города Ахалцихе эта антиклиналь хорошо прослеживается до ущелья р. Борбало, где она быстро погружается, причем среднеэоценовые вулканогенные образования перекрываются верхнеэоценовыми отложениями, а эти последние — олигоценовыми глинами и угленосной свитой. В районе участка Вале-Памач антиклиналь осложнена второстепенными складками и сбросом, вследствие чего выражена не совсем ясно. Далее на запад, до ущелья р. Посхови, антиклиналь погружается еще более, а затем постепенно воздымается и шаг за шагом прослеживается по правобережью р. Кваблиани в районе с. Уде и далее на запад. Близ Адигени складка с правого берега реки переходит на левый и тянется до Арсианского хребта.

Во всех своих частях Ахалцихско-Адигенская антиклиналь сильно сжата и опрокинута на юг. Это явление особенно хорошо выражено в окрестностях Ахалцихе. Ось складки проходит в самом городе. Северное крыло падает на СЗ $350°<40-45°$, а южное, близ оси, на юг под большим углом и в ущелье Марда-чай даже опрокидывается, причем среднеэоценовые вулканогенные образования ложатся на верхнемиоценовые глинисто-песчанистые отложения.

Осевая линия Ахалцихско-Адигенской антиклинали имеет форму выгнутой к югу дуги. Максимальный выгиб наблюдается на участке Вале, т. е. в зоне максимального погружения складки и вообще всей Ахалцихской депрессии.

К югу от Ахалцихско-Адигенской антиклинали расположена *Мардачайская синклиналь*, хорошо выраженная в ущельях р. р. Борбало, Марда-чай и, далее на восток в долине Куры и южнее с. Орпола. По ущелью р. Марда-чай и в восточной своей части синклиналь сложена верхнеэоценовыми отложениями с богатой фауной. Между ущельями р. р. Марда-чай и Борбало, вследствие воздымания шарнира складки, верхнеэоценовые отложения смыты и в мульде обнажаются среднеэоценовые отложения. К западу от ущелья р. Борбало складка быстро погружается и, аналогично Ахалцихско-Адигенской антиклинали, осложнена второстепенными складками. Западнее с. Вале по левобережью р. Посхови продолжение Мардачайской синклинали прослеживается к северу от с. Орчошани в отложениях годердзской свиты.

Осевая линия этой синклинали параллельна осевой линии Ахалцихско-Адигенской антиклинали.

К югу от описанной синклинали, в с. Грели, проходят еще две небольшие асимметричные и опрокинутые на юг складки, — антиклиналь и синклиналь. Они максимально погружаются в центральной части Ахалцихской депрессии, где их осевые линии изгибаются к югу.

Дизъюнктивные дислокации

Аджаро-Триалетская складчатая система рассечена многочисленными надвигами, взбросами и сбросами, в которых движение масс неизменно направлено с юга на север. Ниже дается подробное описание самых главных из них, начиная опять с северной части системы, где особенно хорошо выявлены крупные надвиги.

Самым большим является *Сурамско-Гокишурский* надвиг непрерывно прослеживающийся по северной периферии Аджаро-Триалетской системы, начиная от города Сурами на востоке и кончая с. Даппара (район Вани, южнее Самтредиа) на западе. Вдоль этой линии вся складчатая система надвинута с юга на север на Грузинскую глыбу.

Этот надвиг в отдельных своих частях описан Б. Меффертом (251, 252), Е. Вахания (78), М. Дзвелая (138), и полностью — мною (95, 96, 109). Для характеристики его обратимся к хорошо наблюдаемым в природе разрезам, начиная с Сурамского района.

В районе самого города Сурами, чуть южнее станции, имеется хороший разрез (рис. 12). Непосредственно на кварцевые пески среднего мио-

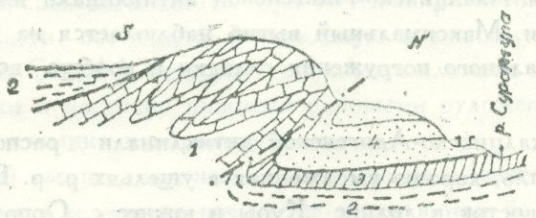


Рис. 12.

1 — известняки верхнего мела; 2 — глины олигоцена; 3 — песчаники нижнего миоцена; 4 — кварцевые пески среднего миоцена.

цена налегают сильно дислоцированные (смятые в мелкие складки) известняки верхнего мела, сверху несогласно перекрытые олигоценовыми глинами.

Восточнее Сурами этот надвиг перекрыт аллювиальными отложениями, вследствие чего его восточное окончание неизвестно. В западном направлении, он легко прослеживается до Сурамского перевала. В районе перевала отложения среднего миоцена полностью размыты и надвиг проходит в самых верхнемеловых известняках (Сурамский тоннель), но еще западнее в

районе с. Зваре, в ущельях р. р. Ваханис-цхали, Бжолис-хеви, Мареліси, Джонджоура, Джихвела и далее в ущелье р. Гокишура верхнемеловые известняки опять непосредственно налегают на среднемиоценовые отложения (рис. 13).

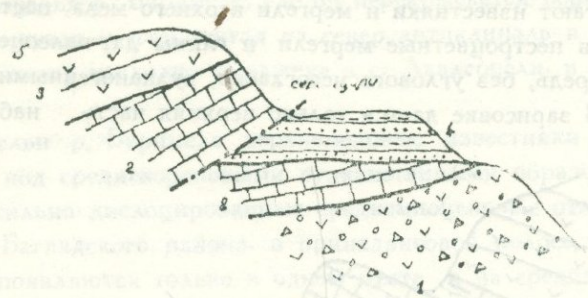


Рис. 13.

1—вулканогенная свита сеномана; 2—известняки турон-сенона; 3—вулканогенная свита среднего эоцена; 4—средний миоцен.

В ущелье р. Звари и в с. Чдили на среднемиоценовые образования, перекрывающие с большим угловым несогласием меловые отложения, надвинуты с юга верхнемеловые известняки, в свою очередь перекрытые вулканогенной свитой среднего эоцена. Картина надвига очень ясна.

В ущелье р. Бжолис-хеви, в районе с. Легвани (рис. 14), на сильно

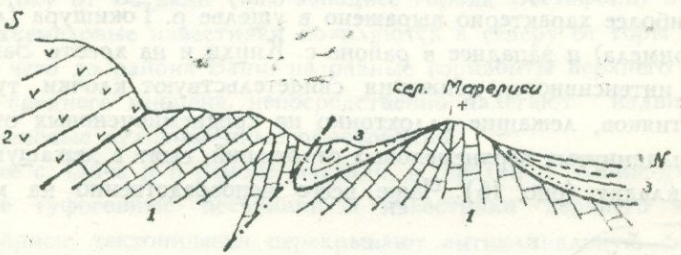


Рис. 14.

1—известняки и мергели турон-сенона; 2—вулканогенная свита среднего эоцена; 3—песчаники среднего миоцена.

дислоцированные верхнемеловые известняки налегают с большим угловым несогласием также дислоцированные среднемиоценовые отложения, на которые с юга на север надвинуты верхнемеловые известняки, перекрытые вулканогенными породами среднего эоцена

Далее на запад этот надвиг особенно хорошо выражен морфологически. Наиболее ясная картина наблюдается южнее с. Мсхлити и в ущелье р. Джонджоура. Здесь надвиг уже приобретает характер «микро-шарриажа». Довольно большой массив туронских известняков, оторванный от субстрата в виде изолированного тектонического покрова почти горизон-

тально перекрывает нижнесарматские и среднемиоценовые отложения. В самом ущелье р. Джонджоура (рис. 15) на вулканогенную свиту байоса несогласно налегают меловые отложения, также несогласно перекрытые средним миоценом и нижним сарматом. Непосредственно на этом последнем тектонически залегают известняки и мергели верхнего мела, постепенно переходящие выше в пестроцветные мергели и глины дат-палеоцена, перекрытые, в свою очередь, без углового несогласия, вулканогенными породами среднего эоцена. В зарисовке дается только верхняя часть наблюдаемого разреза.

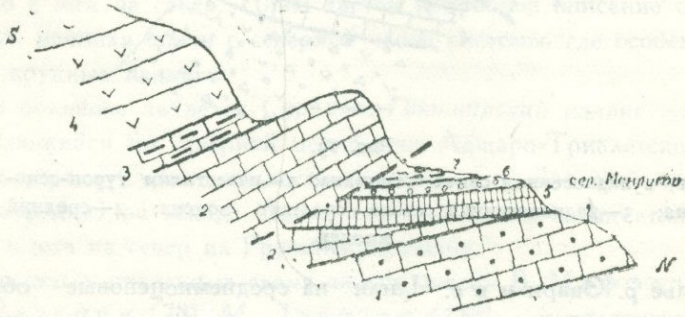


Рис. 15.
1—сеноман; 2—турон-сенон; 3—мергели и глины дат-палеопена; 4—средний эоцен; 5—средний миоцен; 6—конк; 7—нижний сармат.

В районе с. Парцхнали имеется совершенно аналогичный разрез. Это явление наиболее характерно выражено в ущелье р. Гокишура (левый приток р. Чхеримела) и западнее в районе с. Кицхи и на хребте Закариас-Кеди, где об интенсивности движения свидетельствуют клочки турон-сенонских известняков, лежащие аллохтонно на среднемиоценовых отложениях. Комплекс надвинутых верхнемеловых отложений, смят в лежащую антиклинальную складку (рис. 16). Чаще всего непосредственно на миоцен ло-

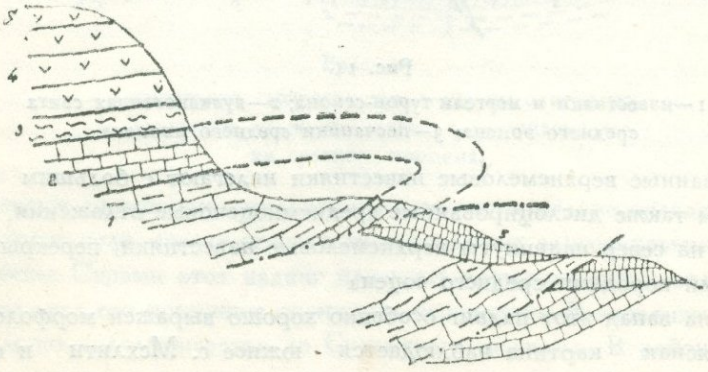


Рис. 16.
1—турон; 2—сенон; 3—дат-палеоцен; 4—средний эоцен, 5—средний миоцен.

жится только турон, постепенно возрастающий в мощности в восточном направлении.

В этом же районе, севернее большого надвига, проходит второй надвиг, начинающийся на правобережье р. Гокишура и продолжающийся на запад до ущелья р. Буримела, где он перекрывается первым надвигом.

Опрокинутая и надвинутая на север антиклиналь в верхнемеловых отложениях, очень наглядно выражена в с. Ахалсопели, в ущелье р. Гокишура.

В ущельи р. Буримела верхнемеловые известняки полностью выклиниваются под среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, надвинутыми на сильно дислоцированные среднемиоценовые отложения; далее на запад до Багдадского района, в принадвиговой полосе, верхнемеловые известняки появляются только в одном месте и на среднемиоценовые отложения непосредственно надвинуты среднеэоценовые вулканогенные породы.

Следует отметить, что в надвинутых на среднемиоценовые отложения верхнемеловых известняках сильно развита дифференциальная складчатость. Типичную картину мелкой складчатости, переходящей в гофрировку, можно наблюдать во всех деталях в ущельи р. Гокишура. Здесь почти на каждом метре обнажения имеются две—три антиклинали и синклинали; наблюдается также частое разрывание антиклинали вдоль оси и надвигание южного крыла на северное. В сводах антиклиналей встречаются тектонические пустоты небольших размеров.

К востоку от Багдади (юго-западнее города Зестафони) в полосе надвига, верхнемеловые известняки появляются к северу от горы Квицнариси, после чего до района Вани, на разные горизонты верхнего эоцена, олигоцена и среднего миоцена, непосредственно налегают надвинутые с юга среднеэоценовые вулканогенные образования.

Южнее с. Обча и в районе Багдади, в ущельи р. Ханис-цхали, среднеэоценовые туфогенные песчаники и известняки верхнего мела района г. Квицнариси, тектонически перекрывают антиклинальную складку фораминиферовых мергелей верхнего эоцена (рис. 17).

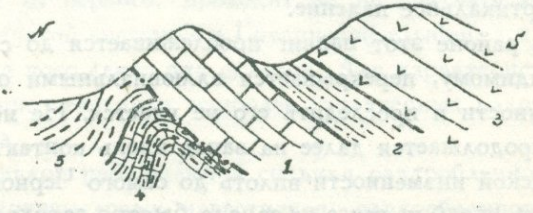


Рис. 17.
1—верхний мел; 2—дат-палеоцен; 3—средний эоцен; 4—верхний эоцен; 5—олигоцен.

Плоскость надвига, непосредственно наблюдаемая в этом районе во многих пунктах, падает на юг под углом в среднем в 35—45°. Этот надвиг

Б. Меффертом (251) описан, как крупный шарриаж, с пологим (5—10°) падением плоскости нарушения и с большим горизонтальным перемещением (до 20 км). Однако, в результате работ А. Джанелидзе (совместно со мной и Н. Канделаки) было выяснено, что пологого залегания плоскости нарушения и указанного большого горизонтального перемещения масс с юга на север нигде в этом районе не наблюдается. Наоборот, как выше отмечалось, падение плоскости надвига всюду, где она обнажена, имеет крутизну не менее 30°. По всей вероятности, автор был введен в заблуждение оползнями, наблюдаемыми по правобережью р. Ханисцхали, где надвинутые туфогенные породы среднего эоцена, вследствие сползания, непосредственно лежат на фораминиферовых мергелях. Эти верхнеэоценовые фораминиферовые мергели Б. Мефферт ошибочно относит к олигоцену.

Из Багдадского района надвиг непрерывно прослеживается до района Вани, где разветвляется на две ветви. Северная проходит вдоль контакта верхнемеловых известняков со средне- и верхнемиоценовыми отложениями; первые явно надвинуты на вторые. В известняках наблюдаются второстепенные складки, опрокинутые и надвинутые на север (рис. 18).

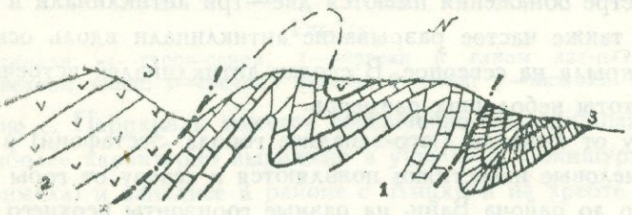


Рис. 18.
1—известняки верхнего мела; 2—вулканогенные породы среднего эоцена; 3—отложения среднего и верхнего миоцена.

Миоценовые отложения в контакте с надвигом также дислоцированы в сжатую и опрокинутую на север синклиналь. Южное крыло синклинали имеет почти вертикальное падение.

В Ванском районе этот надвиг прослеживается до с. Дапнара, но западнее он повидимому, перекрывается аллювиальными отложениями Колхидской низменности и проследить его не удается. Не исключена возможность, что он продолжается далее на запад вдоль контакта Гурийской подзоны и Колхидской низменности вплоть до самого Черного моря.

Вторая ветвь этого надвига на западе быстро затухает (см. тех. карту).

В северной части Гурийской подзоны прослежены еще два надвига, начинающиеся восточнее с. Шуамта. Северный из них прослеживается на запад до Колхидской низменности (восточнее Ланчхути), где, по всей вероятности, сливается с главным надвигом, а южный тянется до Чохатаури. В

обоих случаях вулканогенные отложения среднего эоцена надвинуты с юга на север, на верхнеэоценовые фораминиферовые мергели и биотитовые туфы. Второй южный надвиг Б. Мефферт (251) продолжает вдоль всей южной периферии Гурийской депрессии до моря, но, согласно исследованиям Н. Канделаки (176), этот надвиг прослеживается только до долины р. Супса.

В *южной части Гурийской депрессии*, в контакте с Аджаро-Триалетской складчатой системой, по данным Н. Канделаки, наблюдаются взбросы широтного простирания и небольшой амплитуды.

Не вызывается никакого сомнения, что *вышеописанный главный надвиг* моложе верхнего миоцена (верхнего сармата), так как в Ванском районе верхнемеловые известняки и среднеэоценовые вулканогенные образования надвинуты на верхний сармат. Однако, по косвенным данным, можно заключить, что он моложе и плиоцена. В районе Ланчхути верхнемеловые известняки явно опрокинуты на север на плиоценовые отложения и, по всей вероятности (по чисто морфологическим признакам), даже надвинуты на них. Морфология принадвиговой полосы и частые проявления землетрясений, приуроченных к этой линии, приводят нас к заключению, что надвигание Аджаро-Триалетской складчатой системы на Грузинскую глыбу, продолжается и в настоящее время.

Что касается нижнего возрастного предела надвига, то, по моему представлению, он должен быть отнесен ко времени до среднего миоцена, если не ранее; надвиг продолжает свое развитие до настоящего времени.

До среднего миоцена Аджаро-Триалетская геосинклиналь уже успела сильно смяться в складки, окончательно сформироваться в горную систему и надвинуться на Грузинскую глыбу. Этим следует об'яснить отсутствие, южнее надвиговой полосы, в Аджаро-Триалетской складчатой системе морских средне- и верхнемиоценовых отложений.

Следующий крупный надвиг Аджаро-Триалетской складчатой системы представлен Горийско-Сахвларским надвигом, непрерывно прослеженным мною от гор. Гори на востоке до истоков р. Ханис-цхали на западе. Этот надвиг, в отличие от первого, проходит не по контакту между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой, а в северной части самой системы, где косо сечет ряд складок. Для характеристики этого надвига дадим описание некоторых наиболее характерных разрезов, начиная с Горийского района.

В с. Горис-джвари наблюдаются сильная раздробленность и хаотическое *залегание верхнемеловых известняков; раздробленность распространяется* также и на верхнеэоценовые отложения, непосредственно налегающие на верхнемеловые известняки. Амплитуда надвига в этой части небольшая, постепенно возрастающая в западном направлении; к востоку она уменьшается и по левому берегу Куры надвиг совершенно исчезает.

Более ясная картина надвига фиксируется в ущелье р. Хведуретисцхали (рис. 19), где ясно видно надвигание с севера на юг среднемеловой вулканогенной толщи на среднеэоценовые туфогенные отложения. Амплитуда здесь уже измеряется километрами.

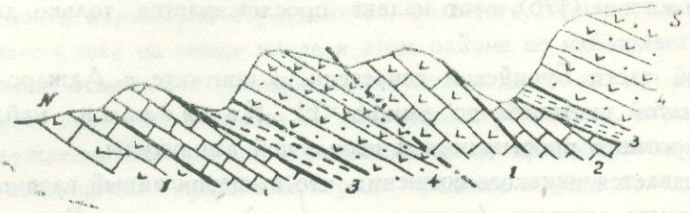


Рис. 19.

1—вулканогенная толща среднего мела; 2—известняки верхнего мела; 3—пестроцветные мергели и мергелистые глины; 4—туфогенная свита среднего эоцена.

Далее на запад до ущелья р. Дзама (около с. Гвердзинети) этот надвиг выражен не так ясно, но западнее с. Гвердзинети он пересекает водораздельный хребет между р. Дзама и Курой и переходит на северный склон его, где опять уже хорошо представлен. Так, например, между с. с. Гандзилеби и Дампала и далее в ущельи Куры среднеэоценовые вулканогенные образования непосредственно налегают на верхнеэоценовые, олигоценовые и нижнемиоценовые отложения. Для иллюстрации приводится зарисовка естественного обнажения около с. Дампала (рис. 20).

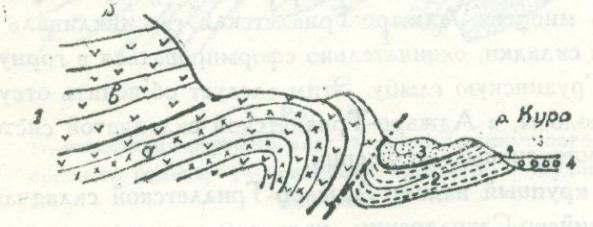


Рис. 20.

1—среднеэоценовая вулканогенная толща (a—внутриформационный андезитовый покров; b—слоистые туфопесчаники); 2—олигоценовые глины; 3—онкофоровые песчаники; 4—аллювий р. Куры.

Около Ахалдабского моста Горийско-Сахварский надвиг пересекает долину куры и входит в район Квишхети, откуда, пересекая Лихский хребет, переходит в район с. Нуниси; еще западнее, пересекая весь северный склон Картло-Имеретинского хребта, он выходит в урочище Сахвлари-Тба и далее непрерывно прослеживается до истоков р. Ханис-цхали. Вдоль всей этой линии он прекрасно выражен, как морфологически, так и тектонически.

Так, между с. с. Квишхети и с. Нуниси очень рельефно выступает в ландшафте высокий хребет Дедабера, сложенный среднеэоценовыми вулканогенными образованиями, а к северу от него расположено Квишхетско-Нунисское понижение, сложенное верхнеэоценовыми глинисто-песчанистыми отложениями. В тектоническом отношении хребет представлен опрокинутой на север антиклинальной складкой, а понижение — синклиналью с разорванным южным крылом. Среднеэоценовые образования явно залегают на эоценовых отложениях. В полосе линии надвига часто встречаются раздробленные глыбы верхнемеловых известняков. Видимо, плоскость надвига проходит вблизи осевой линии антиклинали. В самом с. Нуниси под среднеэоценовыми отложениями появляются сильно дислоцированные и надвинутые на верхний эоцен известняки и мергели верхнего мела, выходы которых постепенно расширяясь в западном направлении, образуют непрерывную и широкую полосу. Западнее с. Нуниси верхнеэоценовые отложения выклиниваются и верхнемеловые известняки Нунисско-Сахвларской полосы непосредственно налегают на среднеэоценовые вулканогенные образования. Для наглядности приводятся зарисовки хорошо наблюдаемых в природе естественных обнажений у с. Нуниси и в районе урочища Сахвлари (рис. 21 и 22).

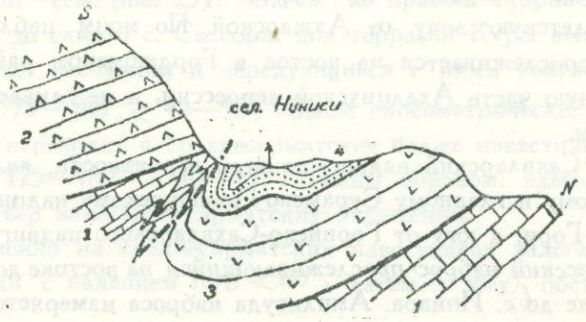


Рис. 21.

1—верхнемеловые известняки; 2—слоистая туфогенная свита среднего эоцена; 3—грубослоистая туфогенная свита среднего эоцена; 4—глины и песчаники верхнего эоцена.

В районе с. с. Квишхети и Нуниси надвиг перекрывает только южное крыло синклинали, а в районе Сахвлари — всю синклиналь, очень напоминая здесь шарриаж. В западном от Сахвлари направлении полоса надвинутых известняков постепенно суживается и в ущельях Лаишура и Ханисцхали к северу от надвига, синклиналь вновь хорошо выражена в среднеэоценовых вулканогенных образованиях. В надвинутых известняках ясно виден антиклинальный перегиб. Амплитуда надвига постепенно уменьшается и в ущелье Кинтриши окончательно затухает.

Б. Мефферт (251 — 253) описанный выше Горийско-Сахвларский надвиг, протягивает через Зекарский перевал до Черного моря, с чем мои наблюдения не согласуются. Надвиг, как уже отмечалось выше, в действительности проходит гораздо севернее Зекарского перевала и западнее ущелья р. Кинтриши не продолжается.

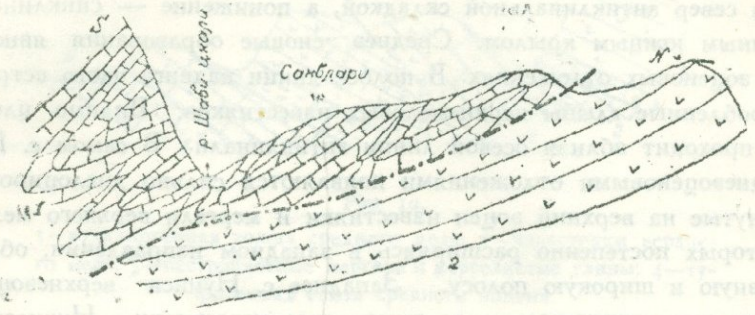


Рис. 22.
1—верхнемеловые известняки; 2—среднеэоценовые массивные туфобрекчии.

С. Кузнецов (217) протягивает Горийско-Сахвларский надвиг от Сахвлари через Зекарский перевал до с. Кеда и этим разграничивает Аджаро-Триалетскую зону от Аджарской. По моим наблюдениям, Кедский надвиг прослеживается на восток в Горджомском районе, переходя отсюда в южную часть Ахалцихской депрессии, и не сливается с Сахвларским надвигом.

Горийско-Сахвларский надвиг, по всей вероятности, является одновозрастным первому и главному Сурамско-Гокишурскому надвигу.

В районе Гори, к югу от Горийско-Сахвларского надвига, проходит небольшой Цедисский взброс, прослеживающийся на востоке до ущелья р. Тана, и на западе до с. Ипнара. Амплитуда взброса измеряется сотнями метров. Приподнятым является южное крыло.

Небольшое нарушение надвигового характера наблюдается в районе с. Авкети в южном крыле Ховле-Хандакской синклинали. Оно названо мною *Авкетским надвигом* и хорошо фиксируется в ущелье р. Атрева (Гордатнис-Атрева и само с. Авкети) (рис. 23). Надвиг прослеживается на восток до с. Ховле и на запад до ущелья р. Тана. Максимальная длина его 15 км.

Следующим после Горийско-Сахвларского надвига крупным нарушением в Аджаро-Триалетской складчатой системе, является *Дзегвско-Квтисхевский надвиг*. Он мною прослежен от с. Дзегви на востоке до с. Борцвана (верховья р. Тедзами) на западе. В восточной своей части надвиг

проходит в северном крыле Мцхетско-Сабадурской антиклинали, а в западной (западнее с. Носте) — в его южном крыле. Таким образом, в районе с. Носте он косо пересекает свод антиклинали.

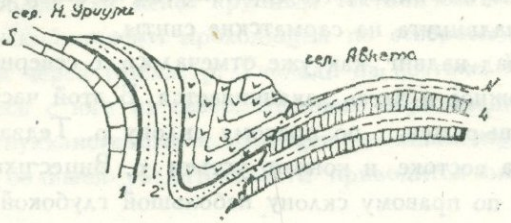


Рис. 23.
1—верхнемеловые известняки; 2—флишевые отложения палеоцена—нижнего эоцена; 3—вулканогенная толща среднего эоцена; 3—нуммулитовые песчаники верхнего эоцена.

Дзегвско-Кавтисхевский надвиг, за исключением некоторых его участков, очень хорошо фиксируется. В районе с. Дзегви мелсвые отложения непосредственно лежат на среднеэоценовых, а западнее Дзегви — на миоценовых отложениях. Еще более ясная картина этого явления наблюдается в с. Сахсори (см. рис. 25). Здесь по правой стороне р. Ничбисхеви, не доходя до самого с. Сахсори, под террасой Куры выходят верхнесарматские глины, песчаники и чередующиеся с ними конгломераты. Падение их ЮВ $175—180^0 < 45—50^0$. Выше гипсометрически, эти отложения постепенно переходят в среднесарматские белые известняки, падающие также на ЮВ $175—180^0 < 40—45^0$. Таким образом, здесь имеется опрокинутое на север залегание сарматских отложений.

Непосредственно на среднесарматских известняках залегают верхнемеловые известняки с падением ЮВ $<60^0$; затем (к югу), постепенно выпо-

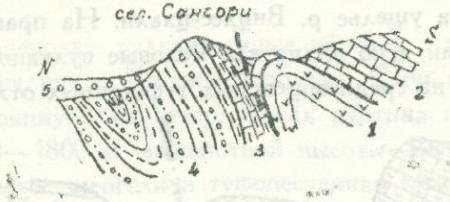


Рис. 24.
1—вулканогенная толща верхнего мела; 2—известняки сенона; 3—известняки среднего сармата; 4—глины, песчаники и конгломераты верхнего сармата; 5—терраса р. Куры.

лаживаясь они падают на СЗ $<10—20^0$. Еще южнее эти известняки вновь падают на ЮВ $< 25—35^0$. Таким образом, очевидна опрокинутая на север антиклиналь (рис. 24). В ядре складки, на небольшом уча-

стке, обнажаются туфобрекчии мела. Между с. с. Ничбиси и Сахсори обнажены верхнемеловые известняки и пестроцветная свита дат-палеоцена. Выше они сменяются палеоценовыми и нижнеэоценовыми флишевыми отложениями. На рисунке видно, что опрокинутая на север антиклиналь в том же направлении надвинута на сарматские свиты.

Далее на запад надвиг, как уже отмечалось, с северного крыла складки переходит в южное и здесь заканчивается. В этой части он исключительно хорошо выражен, по правому склону р. Тедзами, начиная от с. Эртацминда на востоке и кончая устьем р. Вицес-цхали на западе. У с. Икви (рис. 25) по правому склону небольшой глубокой балки отчетливо

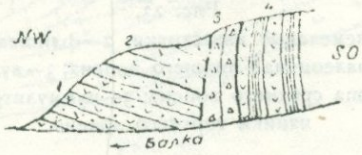


Рис. 25.

1—тонкослоистые туфопесчаники 2—слоистые туфобрекчии	Средний эоцен
3—раздробленные туфобрекчии	
4—светлосерые слоистые туфопесчаники	Средний мел

видно как в нижней части залегают среднеэоценовые тонкослоистые глинистые туфопесчаники, выше постепенно переходящие в слоистые же туфобрекчии, с падением на ЮВ 145—150° $<20°$. Над ними с большим угловым несогласием тектонически залегают сильно раздробленные и перемятые, зеленоватого цвета туфобрекчии мощностью около 25 м, выше которых следуют светлосерые тонкослоистые мергелистые туфопесчаники мела с падением также на ЮВ $<$ 80—85°.

Подобную же картину можно проследить шаг за шагом до ущелья р. Тедзами и далее в ущелье р. Вицхес-цхали. На правом склоне последней около с. Канобили ясно видно как меловые вулканогенные породы непосредственно лежат на среднеэоценовых туфогенных отложениях (рис. 26).

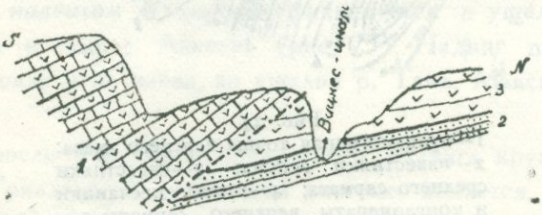


Рис. 26.

1—вулканогенные породы среднего мела; 2—слоистые туфопесчаники среднего эоцена; 3—грубослоистые туфобрекчии среднего эоцена.

при чем отчетливо заметна плоскость надвига, угол падения которой совпадает с углом падения меловых отложений и составляет в среднем 35°, в то время как угол падения эоценовых отложений не превышает 15°.

Следующим более или менее крупным тектоническим нарушением является *Арджеванский надвиг*, проходящий по северному склону Арджеванского хребта и через ущелье р. Твалади на востоке. Перемещение масс происходит и здесь с юга на север. Меловые образования надвинуты на среднеэоценовые вулканогенные и палеоцен — нижнеэоценовые флишевые отложения. Для большей убедительности приводится описание некоторых разрезов.

В верховьях р. Тедзами, приблизительно по меридиану с. Борцвана, на северном склоне Арджеванского хребта (рис. 27) выше с. Борцвана

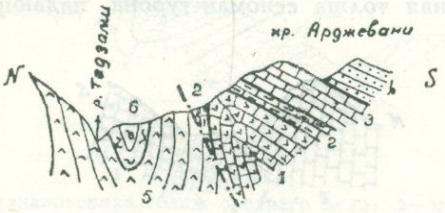


Рис. 27.
1—вулканогенная толща среднего мела; 2—окремненные тонкослоистые мергели и туфопесчаники красного и зеленого цветов (верхний мел); 3—слоистые известняки сенона; 4—флишевые отложения палеоцен—нижнего эоцена; 5—туфобрекчиевая свита среднего эоцена; 6—тонкослоистые глины, глинистые песчаники и туфопесчаники верхнего эоцена.

выходят среднеэоценовые вулканогенные породы, представляющие собой южное крыло синклинали Гостибе-Борцвана. Слои падают круто на юго-восток, т. е. опрокинуты на север. Такая картина продолжается, приблизительно до 1700—1800 м абсолютной высоты. Выше появляются окремненные тонкослоистые мергели и туфопесчаники красного и зеленого цвета (переходный горизонт вулканогенной свиты среднего мела в верхнемеловые известняки). Падение их изменчивое, но большею частью они стоят на головах. Близ контакта с эоценовыми отложениями меловые отложения падают на север, а выше по склону приобретают южное падение и на некотором расстоянии выполаживаются. Здесь обнажаются и вулканогенные породы мела, которые выше по склону постепенно переходят в красноватые и зеленоватые окремненные мергели и туфопесчаники, сменяющиеся выше меловыми известняками белого цвета. На самом хребте на

известняках залегают флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена, падающие вместе с известняками на ЮВ 170—180° <20—25°. В верхнемеловых известняках развита мелкая складчатость.

Не менее ясная картина наблюдается к востоку от описанного района по ущелью р. Саболиа, где по левому склону (рис. 28) от устья речки (левый приток р. Тедзами) почти до самого с. Саболиа обнажены верхнемеловые, сильно дислоцированные известняки. В самом с. Саболиа верхнемеловые известняки постепенно переходят в красные глинистые мергели дат-палеоцена, мощностью около 50 м. На красноватых глинистых мергелях, без видимого несогласия, залегают нуммулитовые песчаники (флиш) нижнего эоцена около 150 м мощности. Все эти породы падают на ЮВ < 60—65°. Выше, на нуммулитовых песчаниках, непосредственно залегает вулканогенная толща сеноман-турона, падающая на ЮВ <70—80°.

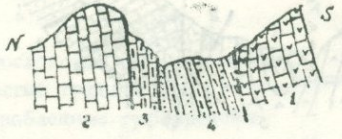


Рис. 28

1—вулканогенная толща среднего мела; 2—известняки сеномана; 3—пестроцветная свита дат-палеоцена; 4—нуммулитовые песчаники нижнего эоцена.

Так же ясно наблюдается этот надвиг по ущелью р. Теклана (рис. 29) на правом склоне которого наблюдается следующий восходящий разрез:

1. Известняки верхнего мела.
2. Красные известняки и мергелистые глины датского яруса и палеоцена (пестроцветная свита) до . . . . . 60 м
3. Нуммулитовые песчаники и слоистые, глинистые песчаники нижнего эоцена, мощностью до . . . . . 120 м

Все вышеперечисленные свиты падают на юг под углом в среднем в 35—45°.

4. Выше нуммулитовых песчаников и туфопесчаников следуют вулканогенные породы мела мощностью до . 60 м. Непосредственного контакта их с эоценовыми отложениями не видно, вследствие значительного развития делювиальных отложений.
5. Туфогенные породы мела выше совершенно постепенно переходящие в верхнемеловые белые известняки с иноцерамами. Мощность 80 м

6. За верхнемеловыми известняками, без видимого перерыва, следуют нуммулитовые кварцевые песчаники. Здесь отсутствуют пестроцветная свита и большая часть известняков, причем нуммулитовые кварцевые песчаники сложены в синклинальную складку.
7. Выше нуммулитовых песчаников следуют белые известняки, падающие на юг, в начале под большим углом, а затем под $< 20—25^0$.

Ясно, что и здесь выражена опрокинутая на север антиклинальная складка.

8. Над известняками опять залегают нуммулитовые кварцевые песчаники и на них слоистые туфопесчаники.

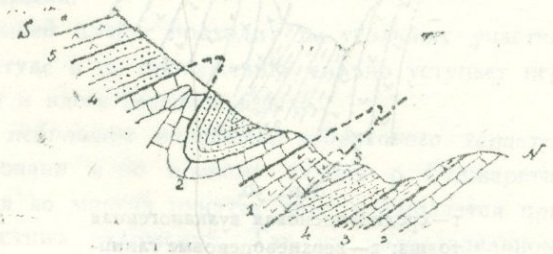


Рис. 29.

1—вулканогенная толща среднего мела; 2—известняки верхнего мела; 3—пестроцветная свита дат-палеоцена; 4—нуммулитовые песчаники нижнего эоцена; 5—туфопесчаники среднего эоцена.

Из описанного разреза видно, что надвиг проходит между 3 и 4 горизонтами, т. е. на нуммулитовые песчаники и туфопесчаники нижнего и среднего эоцена надвинуты вулканогенные отложения среднего мела. В восточном направлении, в районе с. Гостибе и еще далее в ущелье р. Твалади, этот надвиг проходит во флишевых отложениях, которые в результате надвигания имеют почти удвоенную мощность.

В западном направлении (западнее Арджеванского хребта) продолжением описанного надвига, по всей вероятности, является (непосредственно не прослеженный нами в этой части) *Тонетско-Бакурианский надвиг*, хорошо наблюдаемый от истоков левых притоков р. Кция до Цихисджвари. По Б. Мефферту (252) этот надвиг к западу от с. Цихисджвари тянется очень далеко, пересекая хребет Санисло и уходя дальше в Аспиндзский район. Детальное изучение этого района убедило меня в том, что наблюдения Б. Мефферта находятся в явном противоречии с действительностью. На хребте Санисло и в Аспиндзском районе, где Б. Меффертом проводится линия надвига, хорошо наблюдается совершенно нормальное залегание верхнего эоцена на среднем эоцене.

Вдоль всей этой полосы к востоку от Цихисджвари до с. Саджи, очень хорошо наблюдается непосредственное залегание среднеэоценовых массивных и грубослоистых туфобрекчий на олигоценовых и верхнеэоце-

вых глинисто-песчанистых отложениях. В северной части этой полосы верхнеэоценовые отложения несогласно перекрывают среднеэоценовые туфобрекчии падающие на Ю $< 70 — 80^0$. Падение верхнеэоценовых отложений Ю $< 55—65^0$. С этим надвигом связаны центры излияния бакурианских и *гуджаретских андезитовых лав.*

Рис. 30.
1 — среднеэоценовая вулканогенная толща; 2—верхнеэоценовые глинисто-песчанистые отложения.

В южной периферии Ахалцихской депрессии зафиксировано два взбросо-надвига.

Первый из них проходит в южном крыле Торско-Тадзрисский синклинали или в северном крыле Мцхетско-Сабадурской антиклинали и назван мною *Блордзско-Кодианским взбросо-надвигом.* Он хорошо фиксируется в районе с. Тори (к югу от него) и, пересекая Кодианский перевал, продолжается на запад до с. Блордза. Вдоль всей этой линии наблюдается надвигание с юга на север среднеэоценовых вулканогенных образований на верхнеэоценовые и, частично, олигоценовые отложения. Б. Мефферт (252) продолжает этот надвиг на восток к с. М. Тонети, до контакта верхнего эоцена и олигоцена со средним эоценом, что моими наблюдениями не подтвердилось. Это нарушение фактически кончается в Бакурианском районе.

Второй взбросо-надвиг проходит в западной части Ахалцихской депрессии, откуда через Арсианский перевал переходит в Аджарско-Горджомский район и далее, пересекая р. Аджарис-цхали, выходит к северо-востоку от Кеда. В самой Ахалцихской депрессии наблюдается надвигание среднеэоценовых вулканогенных образований на отложения адигенской свиты верхнего эоцена, а в районе Горджоми — нижней слоистой туфогенной свиты среднего эоцена на отложения адигенской свиты; в ущелье Аджарис-цхали эта же слоистая туфогенная свита надвинута на массивные туфобрекчии среднего эоцена. Интересно отметить, что линия этого нарушения изогнута к северу, приблизительно на меридиане Чохатаури, т. е. на линии изгиба осей складок.

В центральной части Ахалцихской депресии, вместо многочисленных крупных сбросов, проводимых Б. Мефферт ом (252), проходят два небольших сброса. Оба они приурочены к центральному угленосному району (участок Вале—Помач).

Первый, более северный, проходит по правобережью р. Посхови и имеет очень ограниченное распространение. На востоке он едва достигает с. Схвлиси (Суплис), а на западе с. Арали. Плоскость взброса падает на север под крутым углом. Приподняты на 200—250 м олигоценовые отложения северного крыла.

Второй, южный взброс проходит на угольных участках № 2 и № 3. Он и по амплитуде и по протяжению сильно уступает первому. Приподнятым является и здесь северное крыло.

Последнее небольшое нарушение взбросового характера, проходит по ущелью Ткемловани и по правому склону р. Гуджаретис-цхали. Вдоль этого нарушения во многих пунктах явно наблюдается примыкание впритык разновозрастных отложений. Так, на водораздельном хребте между названными реками массивные туфобрекчии среднего эоцена примыкают к флишевым отложениям палеоцен — нижнего эоцена; таким образом, средняя вертикальная амплитуда взброса составляет не менее 2,5 км. В Гуджаретском ущелье этот взброс кончается близ с. Тимотес-убани, а в ущелье Ткемлана — к юго-западу от с. Батети. Б. Мефферт (252) протягивает его на запад до Ахалцихской депрессии включительно, что нашими наблюдениями не подтвердилось.

Также не существуют в природе нарушения, зафиксированные Б. Мефферт ом по линии южный склон г. Диди-Карта, Двири-Тори, Занави и Нижний-Бешети.

Общая тектоническая характеристика системы

Описанные выше отдельные структурные элементы Аджаро-Триалетской складчатой системы, со всей очевидностью показывают лабильность этой системы, резко обособляющую ее от соседних геотектонических единиц — Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб. Аджаро-Триалетская система, будучи зажатой между двумя жесткими массами, характеризуется многочисленными имеющими большое протяжение, сильно сжатыми, в общем широтного простирания складками. На глыбах, наоборот, развита редкая сеть пологих, широких и коротких складок. При этом четко выявляется разное простирание складок Аджаро-Триалетской складчатой системы и Грузинской глыбы и, частичное совпадение простирания первых с направлением складок Артвинско-Сомхитской глыбы.

Двухстороннее сжатие Аджаро-Триалетской складчатой системы вызвало ее двухстороннее опрокидывание и движение масс как на север — на

Грузинскую глыбу, так и на юг — на Артвинско-Сомхитскую глыбу. Явления опрокидывания интенсивнее выражены на севере, что вызвано, по моему представлению, более низким положением кристаллического ядра Грузинской глыбы.

Встречное движение указанных глыб происходило не в меридиональном направлении, а наискось (с северо-запада на юго-восток и с юго-востока на северо-запад). Иначе говоря, сжатие Аджаро-Триалетской геосинклинали явилось результатом действия пары сил. Силы эти были неравными, поскольку давление преобладало со стороны Артвинско-Сомхитской глыбы, что, по всей вероятности, вызвано так называемым Арабским выступом.

Этими факторами по существу определился общий характер тектоники Аджаро-Триалетской складчатой системы. С северной части системы все складки, без исключения, начинаются на востоке близ контакта с Грузинской глыбой (или огибая ее, или косо к ней подходя) и в западном направлении постепенно переходят в более внутренние зоны; некоторые из них остаются в пределах северной зоны, а другие переходят в центральную и даже в южную зоны (Мцхетско-Сабадурская антиклиналь). Таким образом, общее простирание складок не совпадает с общим направлением самой системы. При этом, все складки в северной зоне, опрокинуты на север, в центральной приобретают веерообразную или сундучнообразную структуру, а в южной — опрокинуты на юг, однако гораздо слабее, чем в северной. Таким образом, четко выявляется скручивание складок.

Скручивание складок хорошо выражено в складках, расположенных между Хевдзмарско-Дигомской синклиналью и Сацхенисской антиклиналью включительно.

В южной зоне системы, все складки опрокинуты на юг — на Артвинско-Сомхитскую глыбу; при этом интенсивность опрокидывания складок всецело зависит от глубины залегания субстрата глыбы.

На опрокидывание складок в ту или другую сторону вообще, по моему представлению, влияет не только глубина залегания жесткого субстрата глыбы, но и конфигурация контактовой поверхности между глыбой и складчатой системой. В случае крутого падения этой поверхности направление опрокидывания складок всецело определяется движением самой глыбы; при поддвиге глыбы происходит опрокидывание складок орогена в сторону глыбы, а при взбросе — надвиге глыбы — опрокидывание складок в сторону орогена. В случае, если падение этой поверхности пологое, опрокидывание происходит непременно в сторону глыбы и тем сильнее, чем интенсивнее окажется общее сжатие орогена.

Примеры этого явления наблюдаются в полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской системы с Грузинской глыбой. Северные складки Аджаро-Триалетской складчатой системы, в полосе соприкосновения с молас-

совой и Колхидской зонами Грузинской глыбы, опрокидываются сильнее на север, чем в зоне соприкосновения с центральной, Дзирульской зоной глыбы, несмотря на то, что общее сжатие орогена здесь много сильнее, чем в его западной и восточной частях.

Пологий характер складок (разрезы 4, 5, 6) в ущельях р. р. Сакреула и Ханис-цхали, с одной стороны, и общее направление складок Дзирульского массива, с другой приводят нас к заключению, что кристаллическое ядро Грузинской глыбы в этой части не так быстро погружается под Аджаро-Триалетский ороген, как в остальных частях последнего.

Далее необходимо отметить, что в Гурийской подзоне наблюдаются две системы складок — одна досреднемиоценовая и другая постсреднемиоценовая. Досреднемиоценовые складки, по своему характеру, не отличаются от остальных складок Аджаро-Триалетской складчатой системы и, по всей вероятности, Гурийская подзона всецело принадлежала к этой геосинклинали. Однако, как и остальные части геосинклинали, она перед прибабоной претерпела сильную складчатость, сравнительно консолидировалась и начала тяготеть к Грузинской глыбе, хотя и осталась более лабильной, чем эта последняя. В дальнейшем, в результате предолигоценовой и предсреднемиоценовой мощных орофаз, Гурийская подзона консолидировалась еще интенсивнее, окончательно выделилась из Аджаро-Триалетской геосинклинали и припаялась к Грузинской глыбе. Благодаря этому обстоятельству, складки миоплиоценового возраста обладают покровным характером. Направление их, в большинстве случаев, не совпадает с направлением нижнетретичных складок, хотя общее движение масс во всех случаях остается ориентированным с юга на север.

Аналогичную историю тектонического развития имеет Кавтисхевская подзона с той лишь разницей, что она в продолжение верхнего эоцена и олигоцена была еще тесней связана с Аджаро-Триалетской геосинклиналью, окончательно консолидировавшись в среднем миоцене, после чего отделилась от Аджаро-Триалетской системы и припаялась к молассовой зоне Грузинской глыбы. Постсреднесарматские складки не совпадают с досреднесарматскими, хотя общее движение масс и в это время направлено с юга на север.

На основании всего вышеизложенного, я выделяю Гурийско-Кавтисхевскую подзону между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой. Выделение этой подзоны полностью оправдывается фациями верхнеэоценовых, олигоценовых и миоценовых отложений и геоморфологией этой полосы.

В северной зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы все складки опрокинуты на север и сжаты слабее складок центральной зоны, но интенсивнее складок Гурийско-Кавтисхевской подзоны. Следует отметить, что направление складок в западной части (западнее линии, проходящей

через Боржоми и Харагоули) совпадает с *общим направлением зоны*, а в восточной — косо пересекает последнюю, уходя, в западном направлении в центральную зону системы.

В центральной зоне складки сильно сжаты и веерообразно опрокинуты в обе стороны. Простирание складок западнее Боржоми-Харагоульской линии совпадает с направлением самой зоны, а восточнее указанной линии косо пересекает ее. Исключением является Горийско-Сабадурская антиклиналь, проходящая через все три зоны системы.

Складки южной зоны системы (за исключением выше упомянутой антиклинали), не выходят за пределы зоны и интенсивно сжаты. Восточнее Телетского хребта интенсивность сжатия постепенно ослабевает и уже по левобережью Куры складки совсем выполаживаются. Это явление, по всей вероятности, вызвано наличием мощной компетентной свиты «*конгломератов запутанного напластования*» и меньшим погружением Аджаро-Триалетской геосинклинали в этой части. В остальных частях зоны складки *интенсивно сжаты и опрокинуты на юг, на Артвинско-Сомхитскую* глыбу.

Общее направление складок всей Аджаро-Триалетской системы можно считать широтным, но при внимательном исследовании нетрудно заметить некоторую извилистость. Особого внимания заслуживают три изгиба складок по линиям: a) Бакуриани-Боржоми-Харагоули, b) Вале-Абастумани-Багдади и c) Чохатаури-Годердзский перевал. По первому и третьему направлениям складки выгнуты к северу, а по второму — к югу. Вдоль первой линии наблюдаются максимальное сжатие и общее воздымание всех складок Аджаро-Триалетской складчатой системы. Это, по моему убеждению, вызвано максимальным сближением двух, наиболее высоко приподнятых, выступов глыб Грузинской (Дзирульская зона) и Артвинско-Сомхитской (Болнисская и Джавахетская зоны).

Сильному сжатию и воздыманию этой части складчатой системы способствовали дифференциальные движения, происходившие вдоль разломов меридионального направления, имеющихся, как в глыбах, так и в самой складчатой системе. В области Артвинско-Сомхитской глыбы наличие таких разломов я предполагаю в Джавахетской и Болнисской зонах (о чем будет подробнее сказано ниже), а в Грузинской глыбе как в самой Дзирульской зоне (Молитский сброс), так и в полосе контакта ее с соседними зонами. В Аджаро-Триалетской складчатой системе разлом меридионального направления намечается вдоль ущелья р. Шави-цхали в районе ст. Сакочави.

В районе с. с. Тори и Цихисджвари выходят довольно широкой полосой олигоценовые отложения, которые нормально прослеживаются в западном направлении, быстро обрываются в восточном направлении и в районе Бакуриани (по правобережью р. Шави-цхали) вовсе не выходят. По Б. Мефферту (252) *олигоценовые отложения района Тори двумя*

широтными сбросами опущены приблизительно на 2—3 километра, но по моим наблюдениям северный сброс вообще не существует и в этой части олигоцен несогласно перекрывает вулканогенные породы среднего эоцена; южный же сброс намечается и мною, но обладает гораздо меньшей амплитудой — не более одного километра. Если даже допустить широтные разломы такой большой амплитуды, при всех условиях ими не удастся объяснить внезапного обрывания олигоценовых отложений в восточном направлении. Здесь, по воему мнению, проходит разлом меридионального направления. Вся предполагаемая мною линия разлома перекрыта четвертичными лавовыми потоками, исключающими возможность непосредственного наблюдения. Однако, складки, проходящие в этом районе с запада на восток, быстро погружаются в ущелье р. Боржомки (в районе ст. Сакочави), в связи с чем намечается небольшое смещение их осевых линий. В этом же районе сосредоточены центры Цихисджварского и Бакурианского излияний андезитовых лав. Все это вместе взятое наводит меня на мысль о существовании здесь разлома меридионального направления. Проследить его в южном направлении в однообразных толщах среднего эоцена, покрытого лесом и делювием, нет никакой возможности. Нужно предположить, что он продолжается в этом направлении до Ахалкалакского нагорья и там перекрывается молодыми лавами. В северном направлении он, по всей вероятности, постепенно затухает и Боржома не достигает. Существование этой линии находит себе подтверждение и в характере сейсмичности района (305). Следует заметить, что восточнее предполагаемого меридионального разлома складки опрокинуты на юг, а западнее на север.

Одновременно нельзя не обратить внимания на то, что вдоль линии Бакуриани—Боржоми—Харагоули Аджаро-Триалетская складчатая система максимально надвинута в северном направлении (главный надвиг, Сахварский и Арджеванский надвиги).

Таким образом, центральная — поперечная часть Аджаро-Триалетской системы, благодаря встречному движению Дзирульского массива с одной стороны и Храмско-Локского массива с другой, по сравнению с остальными частями системы, максимально сжата, перемещена на север и приподнята.

По второй линии — Вале-Абастумани-Вани, как уже отмечалось, намечается общий изгиб складок на юг. Эта линия слегка отклоняется от меридионального направления на СЗ—ЮВ. Изгиб складок на юг более отчетливо выражен в Ахалцихской депрессии и к югу от нее. Одновременно с этим, вдоль указанной полосы намечается общее погружение всей системы, что особенно выражено в Ахалцихской депрессии. Это погружение системы, по всей вероятности, связано с общим погружением примыкающих к ней частей Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб.

Кристаллическое ядро Грузинской глыбы погружено под мезозойские и четвертичные образования, а Артвинско-Сомхитской — под среднеэоценовые вулканогенные образования и мощные миоплиоценовые отложения годердзской свиты.

Тем не менее, одно погружение этой части Артвинско-Сомхитской глыбы не может объяснить изгиба складок системы к югу. По моему представлению, эта часть глыбы также перемещена на юг. С этими же явлениями должна быть связана виргация складок, наблюдаемая в Ахалцихской депрессии. Максимальное количество складок, испытывающих виргацию, приурочено к центральной части депрессии. Все складки сильно сжаты, даже до изоклинального состояния, а большинство из них опрокинуто на юг. Все это приводит меня к заключению, что Ахалцихская депрессия является наиболее лабильной частью южной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы. В этом вопросе я не могу разделить точку зрения И. Кахадзе (184), считающего, что Ахалцихская депрессия обусловлена наличием здесь погруженой жесткой глыбы

Если мы располагаем некоторыми данными об очертаниях Артвинско-Сомхитской глыбы южнее Ахалцихской депрессии, то совершенно лишены таковых относительно конфигурации Грузинской глыбы в районе Вани. На основании того, что в этом районе складки слегка изогнуты к югу, мы вправе предположить, что они огибают небольшой выступ глыбы.

Вдоль линии Чохатаури—Годердзский перевал, как уже отмечалось выше, происходит изгиб к северу складок Аджаро-Триалетской системы и поворот их на юго-запад. Кроме того, вдоль этой же полосы имеют место воздымание складок и внедрение в них сиенитовых интрузий (Вакисджвари, Мериси и другие). Изгиб складок к северу, по моему мнению, и здесь является следствием поднятия и перемещения на север части Артвинско-Сомхитской глыбы, расположенной к югу от этой полосы. В северной части полосы изгибание складок постепенно сглаживается.

Нужно предположить, что вдоль этой полосы поверхность соприкосновения Аджаро-Триалетской системы и Грузинской глыбы также изгибается к северу. В этой части Аджаро-Триалетская система имеет типичную форму крупного антиклинория.

Кроме описанных выше изгибов, воздымания и погружения складок в Аджаро-Триалетской системе существует еще много других, более мелких явлений аналогичного характера, вызванных локальными особенностями гелогического строения отдельных частей системы (интрузии, мощность и литологический состав толщ и др.); среди них наиболее интересными являются изгиб и погружение осей складок восточной части системы.

Этого вопроса я частично коснулся при описании складок, развитых в этой части, указав, что восточнее линии Мцхета—Навтлуги, Аджаро-Триалетская складчатая система быстро погружается и складки меняют

широтное направление на востоко-юго-восточное. Вся область, находящаяся между Дигомско-Хевдзмарской и Сеид-Абадской складками, представляет собой довольно широкую полосу развития не смятых в складки, моноклинально падающих на север верхнеэоценовых отложений максимальной мощности, в то время как по северной и по южной периферии этой части системы они более или менее сильно дислоцированы. Западное продолжение этой полосы представлено слабо сжатыми складками — Сабурталинской синклиналью и Лисской антиклиналью. На основании всего вышесказанного, я выделяю эту часть Аджаро-Триалетской складчатой системы, как Дигомско-Сартичальскую подзону, которая вместе с остальными частями системы огибается на востоке (в долине р. Иори) молассовой зоной.

Вся вышеописанная структура Аджаро-Триалетской складчатой системы создалась в результате последовательного воздействия орогенных фаз мелового и третичного периодов.

С. Артвинско-Сомхитская глыба

Артвинско-Сомхитская глыба своей тектонической структурой очень резко отличается от Аджаро-Триалетской складчатой системы. На глыбе развита очень редкая сеть коротких, пологих и широких складок, обусловленных неглубоким залеганием жесткого кристаллического ядра глыбы.

В отличие от Аджаро-Триалетской системы, где кристаллическое ядро залегает, в среднем, на глубине 15—20 км, здесь это ядро или непосредственно обнажено (Болнисская и Артвинская зоны) или же перекрыто маломощными образованиями.

В пределах самой Артвинско-Сомхитской глыбы намечается различие тектонических структур, что также обусловлено глубиной залегания кристаллического ядра.

Тектоническая структура большей части глыбы (Джавахетской и Артвинской зон) очень слабо изучена. Наиболее полно исследованы Асуретская и Болнисская зоны, описание которых приводится ниже.

I. Асуретская зона

Две парные складки этой зоны — *Кумисские синклиналь* и *антиклиналь* и *Энагетские синклиналь* и *антиклиналь* были отмечены выше. Они хорошо фиксируются и прослеживаются только в самом южном крыле Телетской антиклинали. В западном направлении они воздымаются и сравнительно интенсивно сжимаются, а в восточном — постепенно погружаются, выполаживаются и раскрываются.

Восточнее с. Кумиси первая пара складок прослеживается на коротком расстоянии и как они себя ведут далее, остается неясным, вследствие пе-

рекрывания их аллювиальными и делювиальными отложениями. Вполне возможно, что их продолжением на востоке являются мелкие складки, отмеченные В. Пахомовым (285) в долине Куры к северу от Рустави.

Энагетские складки к востоку от с. Энагети прослеживаются до с. Вашловани и далее о них ничего не известно. На их продолжении расположена Кумисская впадина.

В ущелье р. Алгети, к востоку от Беденского хребта, в южном крыле Телетской антиклинали зарождаются еще две складки — *Асуретская синклиналь и антиклиналь Джорджиашвили*. Обе эти складки прослеживаются в восточном направлении по левобережью р. Алгети и, постепенно погружаясь, выполаживаются и раскрываются. В западной части они сложены меловыми и мощными палеоценово-нижнеэоценовыми флишевыми отложениями, а в восточной — верхнеэоценовыми и олигоценовыми образованиями.

Восточнее указанных селений развиты олигоценовые гипсоносные глины, большею частью перекрытые делювиальными отложениями, но в районе хребта Яглуджа, на продолжении их намечаются две очень пологие складки, которые предположительно можно считать непосредственным продолжением этих складок. Следует обратить внимание на то, что все складки *этой зоны очень пологи и явно покровного характера*. Осевые линии их СЗ—ЮВ простирания и они, во всех отношениях резко отличаются от складок Аджаро-Триалетской складчатой системы.

2. Болнисская зона

а. Пликативные дислокации

В северо-западной части Храмского массива в образованиях годердзской свиты проходит ряд складок, из которых наиболее крупными являются две пологие складки — *Бешташенская синклиналь и Цалкинская антиклиналь*. В отношении Телетско-Гумбатской антиклинали, они занимают в этой части зоны положение аналогичное Асуретской синклинали и антиклинали Джорджиашвили. Первые из них начинаются близ оси Телетско-Гумбатской антиклинали в юго-западной части хребта Бедени, а вторые в юго-восточной части и, таким образом, обе пары складок огибают с севера приподнятую часть Храмского массива.

Бешташенская синклиналь и Цалкинская антиклиналь имеют СВ — ЮЗ простирание и, вследствие перекрывания их молодыми андезито-дацитовыми лавами не прослеживаются далеко на юго-запад; они хорошо фиксируются только в отложениях годердзской свиты.

Между Бешташенской синклиналью и Телетско-Гумбатской антиклиналью, т. е. в северной части Цалкинской котловины, находятся две поло-

гие складки — антиклиналь и синклиналь, а в южной части, т. е. южнее Цалкинской антиклинали, — три также пологие складки — *синклиналь Цалкинская и Ташбашские антиклиналь и синклиналь*. В полосе соприкосновения самой северной синклинали с Аджаро-Триалетской складчатой системой, т. е. в южном крыле Гумбатской антиклинали, наблюдаются крутое падение и даже опрокинутость на юг слоев годердзской свиты, но южнее от этой полосы оно быстро выполаживается и составляет в среднем 25°.

Все перечисленные складки Цалкинской котловины в восточном направлении воздымаются, сближаются и суживаются, а в юго-западном — погружаются, расходятся и расширяются и, таким образом, также огибают приподнятую часть Храмского массива.

В селе Молотово, также в отложениях годердзской свиты, намечается еще одна пологая, короткая антиклиналь, в общих чертах совпадающая с древней крупной Джандарской антиклиналью.

Крупным тектоническим элементом Болнисской зоны является Храмская антиклиналь, в ядре которой обнажены кристаллические породы. Она вместе с Джандарской антиклиналью, по вей вероятности, начала формироваться еще до нижнего лейаса, но историю ее развития можно проследить только после нижнеюрского времени, когда она претерпевала погружения и поднятия, установленные на основании трансгрессий и регрессий юрских, меловых и третичных отложений.

Однако, отсутствие средне- и верхнеюрских и нижнемеловых образований не позволяет здесь определить орофазы этих периодов. Во всяком случае ясно, что Храмская антиклиналь начинает развиваться после лейаса, что подтверждается угловым несогласием между сеноманскими отложениями.

Небольшая разница в углах падения лейасских и меловых отложений говорит за пологий характер этой антиклинали. Пологой она осталась и после мела, так как, за исключением ее южной периферии, где проходит небольшой краевой надвиг, угол падения пород вокруг массива не превышает 30°.

Храмская антиклиналь напоминает большой, вытянутый в широтном направлении купол, быстро погружающийся в восточном и в западном направлениях. В западном направлении она перекрывается пологопадающими на запад (10 — 15°) молодыми андезитодацитовыми лавовыми покровами, а в восточном — быстро погружается под меловые отложения, в которых наблюдается несколько очень пологих и коротких складок, зародившихся в крыльях антиклинали.

К югу от Храмской антиклинали, в меловых отложениях, проходит *Цихнарская синклиналь* (392), общая протяженность которой достигает 20 км. Складка асимметрична; северное ее крыло круче южного и осложнено

мелкими складками и надвигов. Мульда синклинали сложена верхнемеловыми известняками, хорошо представленными у урочища Цихнари; на западе она перекрыта молодыми андезито-базальтовыми покровами, на востоке, постепенно раскрываясь, заканчивается к северу от с. Акаурта. Общее направление складки широтное.

К югу от этой синклинали до г. Шиндляр проходят три короткие и пологие складки, осевые линии которых направлены с северо-запада на юго-восток.

В Болнисском (Люксембургском) районе развиты массивные вулканогенные образование мела, что делает выявление каких либо складок невозможным. Однако, здесь должна проходить по крайней мере одна антиклиналь, так как видимо мощность меловых вулканогенных образований между Цихнарской и следующей за ней Дманисской синклиналями, при моноклинальном падении их, составляет более 5 км, в то время, как действительная их мощность не превышает 2,5 км.

Следующая пологая синклиналь намечается южнее с. Дманиси и далее на восток, в районах с. с. Фахрало и Шаумяни (южнее Борчалинской равнины), с падением крыльев под углом от 20 до 30° и с осью почти широтного простирания.

В районе г. Шиндляр в среднеэоценовых вулканогенных отложениях проходит небольшая синклиналь, с осью широтного простирания. На западе она перекрыта андезито-базальтовыми и долеритовыми покровами, а на востоке заканчивается в эоценовых отложениях. Крылья складки падают полого, в среднем под углом в 15—20°.

Южная часть Болнисской зоны, район Локского массива, сравнительно детально изучена К. Габуния и мною (93). Здесь основным, наиболее крупным тектоническим элементом, является *Джандарская антиклиналь*, подобно Храмской антиклинали формировавшаяся в продолжение долгого геологического времени. Наличие в Локском массиве нижнепалеозойской метаморфизованной толщи ЮЗ—СВ простирания, указывает на палеозойскую складчатость такого же простирания. Однако, выявить в этом небольшом районе древние структуры нет никакой возможности. История формирования антиклинали известна только после нижней юры. Первая довольно интенсивная орофаза приурочена к концу верхнего лейаса и вполне естественно связать с нею и начало формирования Джандарской антиклинали.

Сейчас трудно судить о первоначальном характере этой антиклинали, которую очень осложнили последующие орофазы, трансгрессии и регрессии. Ось антиклинали проходит приблизительно, через с. Джандари и Перпенджани и имеет СВ — ЮЗ простирание.

В западном направлении складка быстро погружается и перекрывается моноклинально падающими на ЮВ среднеэоценовыми отложениями. В вос-

точном направлении она хорошо прослеживается до перекрывания юрских отложений меловыми вулканогенными образованиями. Антиклиналь имеет в общем асимметричное строение: она наклонена на север, причем угол падения северного крыла меняется от 30° до 75°, а южного — от 10° до 25°. Северное крыло осложнено надвигом, а южное несогласно перекрыто пологопадающими среднеэоценовыми вулканогенными осадками.

Южнее Джандарской антиклинали, в ущельях р. р. Гюль-Магометчай и Ахкерпи, в отложениях байоса наблюдаются еще две складки: синклинальная и антиклинальная. Простирание оси синклинали приближается к широтному, а антиклинали — в точности широтное. К западу, в направлении Локского кристаллического массива, южнее с. Джандари, оси вышеописанных складок сближаются. В восточном же направлении складки расходятся, погружаются, и несогласно перекрываются надвинутыми на юг и моноклинально падающими под малым углом на север меловыми образованиями. В последних эти складки не проявляются и, таким образом, они оказываются досреднемеловыми.

В меловых отложениях и в этой части зоны плакативные дислокации выражены слабее, чем в юрских. На севере Локского массива, севернее Чатахи, мною выявлены одна синклинальная и одна антиклинальная складки, проследить которые в однообразной массивной вулканогенной толще не удается. В районе с. Корунджуки на продолжении этих складок проходят две такие же складки, угол падения крыльев которых составляет в среднем 20—30°.

К югу от с. Шулавери мною были прослежены очень короткие и пологие складки, осевые линии которых простираются с юго-востока на северо-запад.

b. *Диз'юнктивные дислокации*

Чтобы закончить описание тектоники Болнисской зоны необходимо сказать несколько слов относительно диз'юнктивных дислокаций. Некоторые из них я уже отмечал выше. Таковыми являются надвиги, проходящие в южной части Храмского и в северной части Локского массивов. Первый из них детально изучен В. Эдилашвили (392), и потому я здесь ограничусь только его кратким описанием. Надвиг этот, небольшой протяженности, проходит в северном крыле Цихнарской синклинали между меловыми и юрскими отложениями, направлен с юга на север и носит характер краевого надвига. Он имеет широтное простирание и прослежен между с.с. Гомарети и Ахкальфа включительно.

Второй надвиг, приуроченный к северному крылу Джандарской антиклинали, проходит также между меловыми и юрскими образованиями и, в отличие от первого, надвигание мела здесь происходит уже с севера на

юг; он прослежен от ущелья Пиназаури на западе до Садахлинского района на востоке. В ущелье р. Дамблути он осложнен сбросо-сдвигами меридионального направления. Детальное описание этого надвига дано в работе К. Габуния и моей (93) и я считаю излишним здесь на нем останавливаться.

Из дизъюнктивных дислокаций этой зоны следует упомянуть, также сброс, проходящий в с. Опрети, с плоскостью падения ЮЗ $< 60^0$. Опущено юго-западное крыло, приблизительно на 200 м.

В этом же районе, у с. Цопи проходит второй, почти меридионального направления сброс с опущенным западным крылом, вследствие чего мраморовидные известняки Садахло залегают впритык с туфобрекчиями сеномана.

Этим далеко не исчерпываются дизъюнктивные дислокации Болнисской зоны, которых здесь должно быть очень много, но выявить их в однообразных вулканогенных образованиях, при плохой обнаженности области, без детальных работ не представляется возможным.

Резюмируя все вышеизложенное относительно тектоники Болнисской зоны, необходимо отметить, что в этой зоне намечаются только три более или менее крупные складки: Храмская и Джандарская антиклинали и расположенная между ними широкая Цихнарская синклиналь. В крыльях этих складок развиты более мелкие, короткие, очень слабо сжатые складки типа брахискладок. Они в приподнятых частях массивов воздымаются, сближаются, и суживаются, а в противоположных направлениях погружаются, расходятся и расширяются. Простирание складок изменчивое; в восточной части зоны — юго-восточное, а западной — юго-западное; в общем же простирание складок приближается к широтному.

Постсреднеэоценовые складки не совпадают с досреднеэоценовыми — меловыми. Небольшое расхождение в направлениях намечается также *между юрскими и меловыми складками. Вообще следует* заметить, что складки всех возрастов носят покровный характер.

3. Джавахетская зона

В этой зоне наблюдались только несколько мелких складок. Тем не менее, есть полное основание предположить, что здесь годердзская свита, как и в остальных частях ее развития, должна быть сложена в многочисленные пологие складки.

Небольшая антиклиналь описана Л. Маруашвили (241) в юго-западной части Ахалкалакского нагорья, в районе Мураквальских гор. Она целиком сложена отложениями годердзской свиты и в северо-восточной части перекрыта четвертичными лавами Ахалкалакского нагорья. Осевая линия антиклинали имеет ЮЗ—СВ простирание.

Небольшие складки прослежены В. Эдилашвили (105) в ущелье Куры к югу от устья р. Ахалкалакис-цхали; они в обоих направлениях несогласно перекрываются молодыми лавовыми потоками. Других складок в этой зоне пока не выявлено.

Еще слабее изучено геологическое строение Арсианского хребта, который, за исключением района Годердзского перевала, находится за пределами нашей территории. Судя по старым материалам, он также как и Ахалкалакское нагорье, сложен четвертичными лавами. Однако, после того как в Ахалкалакском нагорье и в северной части этого хребта были выявлены более древние миоплиоценовые вулканогенные образования, нет никакого сомнения, что и в остальной части Арсианского хребта значительная часть этих образований относится к миоплиоцену. Поэтому я целиком отношу Арсианский хребет к Джавахетской зоне.

В Джавахетской зоне в настоящее время совершенно не выявлены диз'юнктивные дислокации, которые, по моему представлению, должны быть развиты здесь очень широко. К такому выводу меня приводит общее геологическое строение этой слабо исследованной зоны. С первого же взгляда на геологическую карту бросается в глаза резкое отличие этой области от соседних районов. Основным отличительным признаком является исключительно широкое развитие верхнетретичных и четвертичных континентальных пирокластических образований и лавовых покровов и потоков андезитов-дацитов, базальтов и долеритов. Естественно ставится вопрос, по какой причине именно к этой области приурочено такое количество лавовых излияний. Мне кажется несомненным, что это явление связано с разломами, которые здесь должны были быть широко развиты до и во время излияний эффузивов, большинство которых считаются трещинными.

Выявленные в небольшом количестве центры излияния расположены по меридиональному и широтному направлениям. Это наводит меня на мысль, что вся Джавахетская зона должна быть разбита глубокими трещинами разлома на отдельные более мелкие глыбы. При современной изученности этой области, конечно, трудно наметить линии этих разломов; однако, по чисто геоморфологическим признакам и по расположению некоторых центров излияний лав, можно указать, по крайней мере, три главные линии разломов меридионального направления: по Кечутскому, Абул-Самсарскому и Арсианскому хребтам. Эти крупные разломы, несомненно, сопровождаются более мелкими разломами как широтного, так и меридионального простирания. Под действием общих горообразующих сил вся Джавахетская зона, благодаря указанным разломам, претерпела дифференциальные глыбовые движения, направленные в общем с юга на север. В тех областях, где эти движения были наиболее сильны, отдельные глыбы выдвинулись больше на север и интенсивнее сжали Аджаро-Триалетскую

складчатую систему. Такими выдвинутыми глыбами, по моему мнению, являются Ахалкалакское нагорье между линиями Ахалкалаки—Боржоми на западе и Цалка—Гори на востоке, и весь Арсианский хребет.

Как отмечалось выше, именно вдоль этих полос происходит максимальный изгиб складок на север и максимальное сжатие Аджаро-Триалетской складчатой системы, в особенности ярко выраженное вдоль первой полосы. Приуроченные к этому нагорью частые и сильные землетрясения свидетельствуют, что область Ахалкалакского нагорья неспокойна в тектоническом отношении и в настоящее время. Указывают на это также недавно потухшие вулканы — Тавкветили, Шавнабада и др.

4. Артвинская зона

Относительно тектонической структуры Артвинской зоны имеется также очень мало материала. По данным Л. Бацевича (25, 26) известно, что выход древних кристаллических и метаморфизованных глинистых сланцев связан с крупной антиклиналью СВ—ЮЗ простирания. К северо-западу от Артвинской антиклинали, в ущельях р. р. Чорохи и Имерхеви проходят еще две складки того же простирания, сложенные меловыми и третичными образованиями. В Артвинской антиклинали палеозойские образования, претерпев герцинскую складчатость, оказались сильно дислоцированными; мезозойские отложения, напротив, носят следы только слабых дислокаций.

П. Арни (17[а]) относит эту область, Понтический хребет, Аджарию, Грузинскую глыбу и складчатую систему Большого Кавказа к сильно складчатой зоне — Понтидам, а остальную часть Аджаро-Триалетской складчатой системы — всю южную Грузию, всю долину Куры и всю восточную часть пологоскладчатой зоны Ренгартена (301) — к менее складчатой зоне — Анатолидам. Несоответствие такого геотектонического расчленения Грузии с действительностью вполне очевидно из вышеизложенного и я считаю излишним на этом останавливаться. По моему представлению, область Артвинского кристаллического массива относится к слабоскладчатой зоне — Артвинско-Сомхитской глыбе.

Такова в основном тектоническая структура отдельных геотектонических зон Артвинско-Сомхитской глыбы. Описанные выше отдельные структурные элементы достаточно хорошо характеризуют эту глыбу, как неподатливое жесткое геологическое тело. Все эти структурные элементы вместе с прочими геологическими данными дают мне основание для обособления Артвинско-Сомхитской глыбы от смежных с нею сильно складчатых геотектонических систем Аджаро-Триалетии на севере и Армении на юге, и для расчленения самой глыбы на более мелкие, отличающиеся друг от друга, зоны. Если в указанных складчатых системах развиты мно-

гочисленные, в общем вытянутые в широтном направлении, очень сильно сжатые и опрокинутые в обе стороны складки, то в Артвинско-Сомхитской глыбе, в отличие от них, имеют развитие малочисленные, короткие, пологие, в целом, покровного характера складки.

Наиболее лабильной из всех зон Артвинско-Сомхитской глыбы является Асуретская зона, а более стабильными и консолидированными — Болнисская, Джавахетская и Артвинская зоны. Трудно охарактеризовать тектоническую структуру Борчалинской зоны. В настоящее время она является зоной погружения и составляет нераздельную часть крупной Куринско-Араксинской депрессии. Не исключена возможность, что, также как и Джавахетская зона, она разбита разломами на более мелкие глыбы, по которым происходит ее грабенообразное опускание.

Орогенетические фазы, сообщившие Артвинско-Сомхитской глыбе ее современный вид, являются общими для всей исследованной области и описываются ниже.

Юго-западное направление древней складчатости Грузинской глыбы точно совпадает с направлением складок древнего Артвинского массива, благодаря чему создается полное впечатление, что в прошлом, до образования Аджаро-Триалетской геосинклинали, эти два массива представляли единое тело. Однако разрешение этого вопроса при современной изученности Артвинского массива, Шавшетского и Арсианского хребтов, конечно, невозможно и я выдвигаю это положение только в виде рабочей гипотезы.

V. ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ, ОРО- И ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

В предшествующих главах я неоднократно затрагивал вопросы трансгрессий, и регрессий и оро- и эпейрогенических движений. В настоящей главе, в итоге анализа всего материала, я считаю уместным дать общее описание указанных явлений в их хронологической последовательности.

В первую очередь приходится констатировать, что предлейасовые трансгрессии и регрессии, а также сопряженные с ними эпейро- и орогенические движения, не могут быть выявлены из-за отсутствия достаточного фактического материала. По этой причине я ограничусь указанием, что в исследуемых областях Грузии имел место в верхнем палеозое и в триасе длительный перерыв в осадко-накоплении и вся страна была вовлечена в восходящие эпейрогенические движения. В верхнем триасе или в начале лейаса намечается некоторое опускание Закавказской плиты. По моему представлению, с этими нисходящими движениями связано проявление эффузивной фазы, давшей вулканогенные образования нижних туффитов. Однако, поскольку нижние туффиты имеют континентальное происхождение, есть полное основание считать это нисходящее движение предвестником нижнелейасовой трансгрессии, что предполагает начало опускания Антикавказской плиты и в целом всей территории Грузии ранее нижнего лейаса и непрерывное продолжение этой фазы до верхнего лейаса.

Наступление моря происходит как с юга, со стороны Армянской геосинклинали так и с севера из геосинклинали южного склона Большого Кавказа. В пределах Локского и Храмского массивов море трансгредирует от первой геосинклинали, вследствие чего оно (в нижнем лейасе) заливает сначала Локский массив и гораздо позднее Храмский, а в области Дзирульской глыбы море наступает от второй геосинклинали. Пока нет данных для допущения объединения обоих этих геосинклинальных бассейнов единым Закавказским эпиконтинентальным морем. По моему представлению, эти два бассейна, были в лейасе разобщены сушей, охватившей область Аджаро-Триалетского хребта.

В конце лейаса в Грузии определенно намечается синхронизируемая нами с донецкой орогеническая фаза, вызвавшая слабую складчатость лейасских отложений в области Закавказской плиты и образование

кордильер в пределах геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Неоспоримым доказательством наличия этой фазы является несогласное залегание байосских вулканогенных образований на лейасских отложениях Дзирульского и Локского массивов, установленное, в первом районе, еще С. Симоновичем (319), а затем мною и Г. Джигаури (94), а во втором — К. Габуния и мною (93). Для иллюстрации несогласия привожу зарисовку обнажения по ущелью р. Глинавис-геле (южная периферия Дзирульского массива) (Рис. 31).

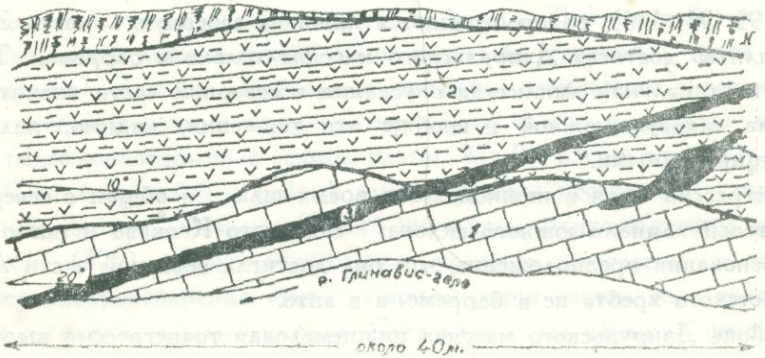


Рис. 31.
1—красные известняки лейаса; 2—туфопесчаники байоса;
3—жилы порфирита.

Как показано на зарисовке, здесь наблюдается, как эрозионное, так и угловое несогласие — падение красных известняков ЮВ 195° < 20—25°, а байосских туфопесчаников — ЮВ 195°<10—12°.

В районе Локского массива несогласное залегание байоса на лейасе хорошо устанавливается в урочище Орта-почта, по ущелью р. Лок-чай, где кроме эрозионного несогласия наблюдается также и угловое. Разница в углах падения составляет также 10—15°.

Байосская трангрессия в Грузии вообще и, в частности, исследуемых областях, общепризнана. Вызывавшие эту трангрессию нисходящие движения, охватывали почти все Закавказье, однако, различные его области, заливались морем разновременно — геосинклинали ранее, а плиты позднее, — причем, по моему представлению, плиты не затоплялись полностью; часть Дзирульского массива, южная половина Аджаро-Триалетского хребта и Храмский массив остались не перекрытыми морем.

Батская орофаза в исследуемых областях непосредственно не устанавливается, по причине отсутствия соответствующих отложений бата и келловея. Однако, имеется основание приурочить складчатость юрских отложений в исследуемых областях, главным образом, к этой орогенической фазе.

Верхнеюрская, келловейская трансгрессия, соответствующая нисходящим движениям, и *кимериджская регрессия*, соответствующая *предтитонско-андийской* орогнической фазе, по вышеуказанным причинам, в наших областях также не могут быть установлены. Тем не менее не подлежит сомнению наличие здесь опускания, однако недостаточного для перекрывания этого района морем. Андийская фаза, по всей вероятности, завершила развитие домеловых складок этих трех юрских фаз.

Нижнемеловая трансгрессия, хорошо изученная в Грузии (94, 95, 96, 130), распространяется лишь на северную часть Закавказской плиты, достигая Дзирульского массива только в барреме. Таким образом, вертикальная амплитуда опускания в северной части значительно превышала таковую южной и вообще эти движения, видимо, являлись дифференцированными.

Трансгрессия моря в нижнемеловое время шла в общем с севера, со стороны геосинклинали южного склона Большого Кавказа и поэтому не лишено основания предположение, что она достигла северной части Аджаро-Триалетского хребта не в барреме, а в апте.

В районе Дзирульского массива нижнемеловая трансгрессия выражена со всей ясностью и признана в настоящее время всеми исследователями. Угловое несогласие между юрскими (байосскими) и меловыми отложениями составляет от 10° до 20° при постепенном сглаживании в южном направлении, что ясно указывает на слабую складчатость этой области до нижнего мела включительно. Эти факты свидетельствуют об отсутствии в то время Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Общие нисходящие движения, начавшиеся в Грузии в нижнем мелу, непрерывно длятся до конца альба. В альбе они особенно заметными становяться в области Аджаро-Триалетии. Повидимому, Аджаро-Триалетская геосинклиналь зародилась именно в это время.

Центральная часть Закавказской плиты опустилась несравненно глубже и быстрее, чем ее остальные части, в связи с чем на Грузинской глыбе, произошло некоторое обмеление моря, а в конце альба — даже полная регрессия. С этим явлением, видимо, совпадали сравнительно маломощные движения орогенического характера, вызвавшие поднятие некоторых районов Грузинской глыбы (Дзирульский массив), но не Аджаро-Триалетской геосинклинали, где наоборот, с этими движениями связано дальнейшее опускание и накопление мощных вулканогенных образований. Эта слабая *предсеноманская орофаза (австрийская)* устанавливается в области Дзирульского массива, на основании фактов трансгрессии и небольшого углового несогласия между сеноманом и альбом, о чем подробнее говорилось выше.

Верхнеальбские кратковременные восходящие движения быстро сменяются в сеномане нисходящими движениями, охватывающими полностью Грузинскую глыбу, Аджаро-Триалетскую геосинклиналь и Артвинско-Сомхитскую глыбу. Связанная с этими движениями сеноманская трансгрессия исходит из Аджаро-Триалетской геосинклинали, но на этот раз Артвинско-Сомхитская глыба оказывается глубже погруженной, чем Грузинская, чему, повидимому, способствовало излияние мощных кислых кварц-порфировых лав и их пирокластолитов.

Нисходящие движения, начавшись в сеномане, в областях глыб непрерывно длятся до конца мела, а в Аджаро-Триалетской геосинклинали проявляются лишь в некоторых ее частях (в северной части Триалетского хребта). Здесь колебательные движения намечаются перед маастрихтом, в нижнем сеноне, о чем свидетельствуют частые и мощные конгломераты, переслаивающиеся с известняками. М. Варенцов (71), отмечая здесь (Цителкалакский район) даже угловое несогласие, считает эти движения чисто орогенными. Такого же мнения придерживается и А. Цагарели (375), однако, отсутствие углового несогласия и локальный характер распространения этих конгломератов заставляет пока воздержаться от окончательного вывода. Следовало бы изучить факты с этой точки зрения. Если бы не наличие галек гранита, на которое указывает М. Варенцов, появление конгломератов с окатанными гальками вулканогенных пород среднего мела, можно было бы свободно объяснить размывом вулканических островов, возникших одновременно с извержениями эффузивов среднего мела.

В продолжение всего верхнего сенона до верхнего дата включительно, непрерывно длятся нисходящие движения и накопление карбонатных осадков во всех бассейнах. Эти два процесса взаимно уравновешиваются. Однако, равновесие нарушается в верхнем дате движениями ларамийской орофазы. Начинается широкая регрессия моря, продолжающаяся до нижнего палеоцена включительно. Море покидает глыбы, задерживаясь в Аджаро-Триалетской геосинклинали только в мульдах крупных синклиналей, возникших в результате ларамийской фазы. Вдоль крупных антиклинальных складок подымаются кордильеры. Полное отступление моря из областей Грузинской и Артвинско Сомхитской глыб, по всей вероятности, вызвано эпейрогеническими восходящими движениями, совпадающими по времени с орогеническими.

Для Аджаро-Триалетской геосинклинали ларамийская фаза является первой из мощных орогенических фаз, в разультате которой зародились основные структурные элементы системы, и произошли явственные сужение и воздымание всей системы. Как уже говорилось, некоторые из возникших кордильер оставались островами в продолжение всего палеоцена, нижнего эоцена и, частично, среднего эоцена, непрерывно питая интра-

геосинклинали терригенным флишевым материалом, что хорошо устанавливается на основании зонального распределения фаций и мощностей отложений. В центральных частях интрагеосинклиналей флишевые отложения *совершенно согласно следуют за верхнемеловыми известняками и представлены* тонкослоистыми известковистыми глинами, мергелями, мергелистыми известняками, известняками и глинистыми песчаниками, характеризующимися большой мощностью (до 2 км) и ритмичностью седиментации, а в крыльях и в сводах погруженных частей антиклиналей — конгломератами, крупнозернистыми песчаниками, глинистыми песчаниками, глинами и реже известняками, обладающими изменчивой мощностью (от 0 до 1 км).

Регрессивные отложения пестроцветной свиты датского яруса и нижнего палеоцена, по всей вероятности, отлагались повсеместно в разной мощности, чем устанавливается длительность орофазы (А. Джанелидзе). Однако, не всегда удается отграничить их от трансгрессивных флишевых отложений палеоцена и нижнего эоцена, особенно в тех случаях, когда первые совершенно постепенно переходят во вторые и не наблюдается перерыва в осадконакоплении. Здесь же необходимо отметить, что кроме *этой основной регрессивной пестроцветной свиты существует также и вто*рая — трансгредирующая пестроцветная свита, литологически очень схожая с первой — нижней. Повидимому, условия их образования были тождественными.

Непосредственно вслед за датской и нижнепалеоценовой регрессией в Аджаро-Триалетской геосинклинали наступает среднепалеоценовая трансгрессия, которой начинается второй знаменательный *этап развития геосинклинали. Начинается интенсивное опускание, непре*рывно продолжающееся до среднего эоцена включительно. С погружением геосинклинали совпадают вспышка мощной вулканической деятельности и накопление вулканогенных образований громадной мощности. Трансгрессия моря постепенно расширяется, захватывая кордильеры. Часть кордильер окончательно заливается водой только в середине среднего эоцена, примером чего может служить Тедзамское ущелье в районе Цителкалаки. *Для иллюстрации приводится схематический разрез естественного обнаже*ния левобережья р. Тедзами между Цителкалаки на востоке и с. Н. Урули на западе (рис. 32). Направление разреза совпадает с простиранием Мцхетско-Зенадрисской антиклинали. Вертикальный масштаб немного искажен. Кроме углового несогласия в налегании палеоцена и эоцена на мел, на чертеже также ясно видны быстрое воздымание и погружение антиклинали.

Воздействию общего опускания Аджаро-Триалетской геосинклинали подчиняется и Артвинско-Сомхитская глыба; трансгрессия моря здесь наступает только в среднем эоцене, т. е. в период максимума своего развития.

В конце среднего эоцена (в оверзском веке) начинается регрессия моря регионального характера, являющаяся следствием предверхнеэоценовой орофазы (второй по счету для геосинклинали), называемой мною Триалетской, весьма мощной не только

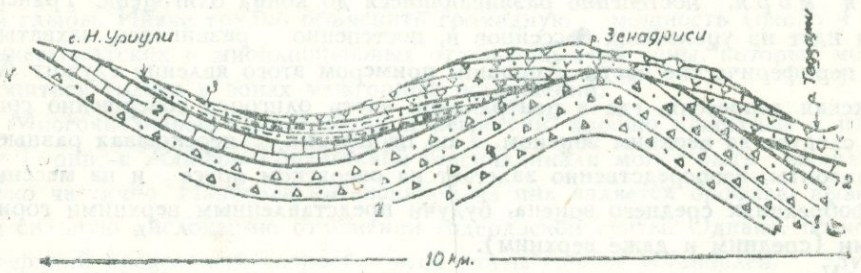


Рис. 21.

1 — вулканогенная толща среднего мела; 2 — известняки верхнего мела; 3 — флиш палеоцен—нижнего эоцена; 4 — вулканогенная толща среднего эоцена.

здесь, но и во всем Закавказье. Аджаро-Триалетская геосинклиналь, разделилась на небольшие бассейны. Возникшие при ларамийской орофазе структуры еще более развились и оформились, а сама геосинклиналь соответственно сузилась и перешла в стадию поднятия и интенсивной денудации, длившуюся до приабоны.

В приабоне вновь происходит опускание всей геосинклинали, но уже в несравненно меньшем масштабе, вследствие чего она лишь частично затопляется морем. Трансгрессия верхнего эоцена в первую очередь проникает в синклинальные депрессии, постепенно захватывая некоторые погруженные участки антиклиналей. Восточная и северная части геосинклинали погружаются глубже и быстрее (правобережье Куры и Кавтисхевско-Горийская полоса), на что указывает большая мощность верхнеэоценовых отложений.

В Аджаро-Триалетской геосинклинали почти повсеместно (за исключением Тбилисского района) наблюдается налегание приабоны на более древние отложения с угловым несогласием. Выше был приведен ряд примеров перекрывания приабоной нетолько разных горизонтов среднего эоцена, но и нижнего эоцена и даже мела.

В конце верхнего эоцена или в начале олигоцена, что точно не установлено, проявляется пиренейская фаза и в связи с ней наступает период регрессий, но как известно, полного осушения морей не происходит и остаются небольшие бассейны лагунного характера, где непрерывно продолжается осадконакопление, уже в более грубых фациях: песчаники Джебира (Горийский район), ахалсо-

пельская свита (Тбилисский район) и песчаники с *Pecten arcuatus* (Ахалцихский бассейн).

Также в нижнем олигоцене намечаются новое погружение Аджаро-Триалетской геосинклинали и трансгрессия моря, постепенно развивающиеся до конца олигоцена. Трансгрессия идет из уцелевших бассейнов и, постепенно развиваясь, захватывает их периферические части. Хорошим примером этого явления служит Ахалцихская депрессия, где в центральной части олигоцен совершенно согласно следует за верхним эоценом, а по периферии, перекрывая разные его горизонты, непосредственно залегает на оверзском ярусе и на массивных туфобрекчиях среднего эоцена, будучи представленным верхними горизонтами (средним и даже верхним).

Угловое несогласие трансгрессивного олигоцена со среднеэоценовыми и меловыми отложениями ясно видно в районах с. с. Дзегви (рис. 10), Мцхета и Цителкалаки.

Более отчетливая картина трансгрессии олигоцена наблюдается в области Грузинской глыбы (по всей Западной Грузии), хотя, в основании олигоценовых отложений, мне нигде не удалось обнаружить базальных конгломератов. Это явление, повидимому, связано со слабой денудацией существовавшей в то время почти пенепленизированной низко расположенной суши, а также с одинаковыми условиями накопления осадков как в области глыб, так и в Аджаро-Триалетской геосинклинали. Исключение составляет Ахалцихская депрессия, отличающаяся от других бассейнов наличием разнообразной и обильной фауны и отсутствием типичной майкопской фации.

Предсреднемиоценовая, штирийская фаза складкообразования (нижнемиоценовая), почти повсеместно легко устанавливается регрессивным характером песчаников сакараульского и онкофорового горизонтов и несогласным залеганием чокрака. Эта фаза является, для Аджаро-Триалетской геосинклинали, наиболее мощной и, в то же время завершающей, поскольку, после нее геосинклинальная стадия развития прекращается и вся область преобразовывается в высокогорную складчатую систему. Повидимому, здесь со складкообразованием совпали восходящие эпейрогенические движения.

Эти восходящие движения быстро сменяются нисходящими движениями среднего миоцена и связанной с ними чокракской трансгрессией. Однако, эти движения не смогли погрузить Аджаро-Триалетскую складчатую систему до уровня моря и, за исключением периферических частей, она остается горной страной, причем лишь в более пониженных частях ее образовываются небольшие озера (Ахалцихская депрессия — красноцветная толща годердзской свиты) или, точнее, расширяется оставшееся от олигоценового моря, небольшое Ахалцихское озеро.

Верхнесарматская ороденическая фаза легко устанавливается на основании регрессивных отложений нацхорской свиты. Эта фаза гораздо слабее предыдущих, хотя совпадающие с нею колебательные движения вызвали дальнейшее воздымание Аджаро-Триалетской складчатой системы и одновременное погружение молассовой зоны Грузинской глыбы. Иначе трудно объяснить громадную мощность (около 4 км) верхнесарматских и миоплиоценовых отложений этой зоны, которые могли накопиться только в зонах межгорных погружений.

Многочисленные трансгрессии и регрессии, хорошо известные в плиоцене Гурии, в Аджаро-Триалетской геосинклинали могут быть выявлены только частично. Наиболее интенсивной из них является орофаза, вызвавшая сильную дислокацию отложений годердзской свиты. Однако, поскольку верхний предельный возраст этой свиты еще не установлен, трудно сказать, с какой именно орофазой она связана: с роданской, валлахской или с обеими. Последнее предположение нам кажется более близким к действительности, причем в этом случае следует считать роданскую орофазу, значительно уступающей валлахской по интенсивности. При таком допущении является вполне обоснованным расчленение годердзской свиты на две подсвиты: нижнюю и верхнюю, между которыми нужно искать кратковременный перерыв и несогласное залегание. Подтверждением этого заключения могут служить интересная находка Г. Заридзе *Elephas planifrons* в отложениях годердзской свиты в Цалкинском районе. Отложения годердзской свиты Цалкинской котловины в данном случае следует отнести к верхней подсвите, а отложения остальных районов — к нижней.

Слабая дислоцированность верхнеплиоценовых или нижнечетвертичных андезито-дацитовых лав Джавахетской зоны и интенсивная верхнеплиоценовых отложений молассовой зоны, являются следствием самой молодой, нижнечетвертичной Бакинской орофазы.

Четвертичные колебательные движения в Аджаро-Триалетской складчатой системе могут быть установлены на основании многочисленных террас, указывающих на общее, происходившее с паузами, поднятие всех исследуемых областей южной части Грузии. Сильная сейсмичность некоторых районов Грузии может быть объяснена наличием длящихся еще тектонических процессов.

Таков общий характер оро- и эпейрогенических движений, вызвавших зарождение, дальнейшее развитие и оформление Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею геотектонических единиц Грузии.

Суммарная амплитуда эпейрогенических движений выведенная только на основании подсчета мощностей отложений от среднего мела до миоцена включительно и современного гипсометрического положения Аджаро-Триалетского хребта, составляет в среднем 15 км. Если к этому прибавить

мощность, развитых в северной части системы, нижнемеловых и юрских отложений, то эту цифру следует повысить до 16 км.

Коэффициент суммарного сжатия, вызванного всеми вышеперечисленными орогенетическими движениями в наиболее сжатой части системы (по Боржомскому меридиану), составляет около 1,7.

Эти цифры наглядно показывают, насколько была подвижна и лабильна Аджаро-Триалетская складчатая система. Большая часть вершин системы поднимается на высоту более 2500 м над современным уровнем моря. Однако, сжатие и общее суживание Аджаро-Триалетской геосинклинали и ее поднятие происходили неравномерно, причем различаются области большего и меньшего поднятия и сжатия. Более интенсивное сжатие и воздымание претерпела центральная зона системы, хотя следует отметить, что в пределах каждой зоны в свою очередь наблюдается неравномерность. В этом отношении обособленно стоит восточное окончание системы — лебобережье Куры, — характеризующееся сравнительно слабыми пликативными дислокациями и низким гипсометрическим положением.

Это явление, повидимому, вызвано близостью жесткого субстрата и меньшим погружением этой части системы. Здесь, повидимому, палеоценовые, нижнеэоценовые и среднеэоценовые образования, если не отсутствуют, то во всяком случае, имеют несравненно меньшую мощность, чем в остальных областях системы.

Интенсивная дислоцированность всех осадков Ахалцихской депрессии, более сильно выраженная в древних отложениях говорит в пользу ее лабильности, а не жесткости.

Сравнивая Аджаро-Триалетскую складчатую систему со складчатой областью южного склона Большого Кавказа, легко заметить, насколько первая сжата слабее, что объясняется своеобразием геологических условий. Если в складчатой системе Большого Кавказа в основном развиты мощные и пластичные отложения юры, мела и палеоцена, то в Аджаро-Триалетской складчатой системе, наоборот, наблюдаются мощные, но компетентные вулканогенные образования мела и эоцена. По этой причине Аджаро-Триалетская система своими структурными формами близко стоит к южной части Большого Кавказа, сложенной в основном мощной вулканогенной свитой байоса.

Аджаро-Триалетская система по характеру отложений и структурных форм наиболее походит на складчатую систему Армении и, повидимому, имеет одинаковую с ней послемеловую историю развития.

Три большие геосинклинали Кавказа, являясь отдельными ветвями крупной геосинклинали Тетиса и находясь вместе с разделяющими их Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыбами под общим влиянием фаз развития Тетиса, все же развивались более и менее самостоятельно. Этим объясняется отчетливо выраженная индивидуальность каждой из них,

VI. ФАЦИИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Предметом настоящей главы является восстановление палеогеографических изменений в мезозойской и третичной эпохой и хода геотектонического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею областей. Цель эта может быть достигнута путем применения анализа фаций и мощностей слагающих эти области образований.

Изменение фаций в горизонтальном разрезе дает нам возможность установить бассейны накопления и области их питания, а изменение фаций в восходящем разрезе — колебательные движения, выражающиеся в трансгрессиях и регрессиях морей. Если привлечь к этому мощности образований, то тогда явится возможность до известной степени восстановить геотектонические условия, существовавшие в разные эпохи мезозоя и кайнозоя.

Однако, точность всякого метода зависит от полноты и качества анализируемого материала. Нельзя забывать, что метод этот не всегда обладает необходимой точностью, поскольку прибрежные отложения в современных обнажениях сохранились только частично и неизвестно, как далеко они распространялись первоначально.

Еще сложнее обстоит дело с изменением фаций и мощностей осадков в вертикальном разрезе, особенно, когда к морским отложениям примешиваются вулканогенные образования. Во-первых, мощность этих последних не всегда определяется лабильностью бассейна. В качестве примера можно привести, хотя бы, вулканогенные образования байоса и среднего мела, имеющие большую мощность, как на глыбах, так и в геосинклиналях, или мощную вулканогенную толщу годердзской свиты миоплиоцена, отлагавшуюся не в лабильных геосинклинальных бассейнах, а, наоборот, на глыбе, в неглубоких озерах.

Во-вторых, при подводных вулканических действиях поднимаются острова, являющиеся новыми областями размыва и сноса метариала. Одновременно с ними возникают новые подводные течения, влияющие на фации отложений. При этом вулканогенные образования не всегда точно приурочены к определенным геотектоническим зонам и часто, не меняя своего характера, распространяются на соседние геотектонические области. Поэтому для разграничения геотектонических зон наряду с фациями и мощностями отложений, должна приниматься во внимание и общая тектоническая структура областей их развития. При этом необходимо учитывать то обстоятельство, что между геотектоническими зонами имеются переходные зоны ,перемещающиеся в процессе развития в ту или другую сторону,

вследствие чего они должны рассматриваться в историческом аспекте своего формирования.

В-третьих, на характер фаций влияют не только общие длительные колебательные движения, восходящие и нисходящие (эпейрогенические), но и, сравнительно кратковременные орогенические. Попытка различить эти движения только на основании фаций отложений, без анализа возникших в процессе орогенических движений структурных форм, безусловно приведет исследователя к ошибочным заключениям.

Общая регрессия может наступить тогда, когда, с орогеническими совпадают общие восходящие движения. Однако, в данном случае складкообразование непременно вызывает зональное распределение фаций (А. Джанелидзе). Для установления орогенической фазы необходимо обнаружить признаки регрессии в антиклиналях, возникших в результате этой орофазы и не обязательно обнаружение их в синклиналях, разумеется при условии, что не произошла полная эмерсия.

После этих вступительных замечаний переходим к суммированию и анализу фактического материала по фациям отложений и к восстановлению физико-географических и геотектонических условий. Имеющийся материал позволяет восстановить историю геотектонического развития только для послетриасовых периодов. Предъюрская история развития Грузии вообще и исследуемых областей в частности пока остается невыясненной и освещается мною лишь весьма схематично.

I. Предъюрское время

Выявление предъюрской геотектонической обстановки нашей области связано с большими трудностями и она может быть воссоздана лишь в самых общих чертах. Задача осложняется распространением осадков этого периода только в немногих местах и на ограниченной площади.

Большинство исследователей Кавказа, основываясь на трансгрессивном залегании лейаса на древних отложениях, придерживается мнения, что вся территория Грузии и в том числе целиком область складчатой системы Большого Кавказа, представляла перед лейасом пенепленизированную сушу; в лейасе зародилась геосинклиналь в области Большого Кавказа, а остальная часть Грузии погружалась под воду лишь временами и неполностью.

Совершенно иным выводам приходит И. Кахадзе (184), изучивший эту проблему наиболее полно и подробно. По его представлению в предъюрской эпохе на территории Грузии выделяются следующие крупные геотектонические единицы (с севера на юг):

1. Кристаллическое ядро Главного хребта.
2. Геосинклиналь южного склона.

3. Грузинская глыба и отделенная от нее Кахетинским прогибом часть Куринской глыбы.

4. Антикавказская геосинклиналь с расположенными в ней древними массивами.

Эта схема расходится с моей концепцией, что вынуждает меня более подробно остановиться на анализе основных доводов И. Кахадзе. Необходимо отметить, что сам автор считает свою схему приближенной, основанной «на не вполне достаточном фактическом материале».

Существование первых двух геотектонических единиц, хорошо согласующийся фактическим материалом, полученным в результате исследований как И. Кахадзе, и моих (114) в районах Верхней Сванетии, так и моих Нижней Сванетии (100), в области южного склона Большого Кавказа, у меня сомнений не вызывает.

Иначе стоит вопрос о наличии в предъюрскую эпоху обособленной Грузинской глыбы, Кахетинского прогиба и геосинклинали Антикавказа. По моему представлению, в эту эпоху Грузинская глыба, область Антикавказа и Куринская глыба представляли собою единую Закавказскую плиту, а Кахетинского прогиба и Антикавказской геосинклинали тогда не существовало. Такая картина оставалась неизменной до зарождения Аджаро-Триалетской геосинклинали и Кахетинского прогиба.

Существование Антикавказской геосинклинали и Кахетинского прогиба в предъюрскую эпоху должно в первую очередь подтверждаться наличием соответствующих отложений этого периода. До сих пор эти отложения никем не обнаружены. Повидимому, они здесь не обнаружены не потому, что оказались полностью размытыми или перекрытыми молодыми образованиями, а потому, что их здесь вообще не было. В настоящее время достаточно хорошо известно, что перед лейасом и в начале лейаса большая часть Артвинско-Сомхитской глыбы и южная периферия Грузинской глыбы были полностью обнажены и здесь происходило излияние кислых эффузивов (нижние туффиты). Если этот факт служит доказательством существования, в то время, Грузинской глыбы, то вполне логично задать вопрос, почему он не может также служить доказательством существования Артвинско-Сомхитской глыбы.

Отложения лейаса в обоих областях перекрывают трансгрессивно и несогласно как нижние туффиты, так и древние кристаллические породы и представлены в эпиконтинентальных, а не в геосинклинальных фациях, причем, что особенно важно отметить, эти бассейны непосредственно между собой не соединялись, что не совместимо с допущением существования общей Антикавказской геосинклинали.

Среднеюрские образования, широко развитые на Грузинской и в юго-восточной части Артвинско-Сомхитской глыбы в одинаковых вулканогенных фациях, даже при допущении их широкого развития в области Аджа-

ро-Триалетской геосинклинали, фактом своего существования отнюдь не доказывают наличия Антикавказской геосинклинали в предъюрское время. В этом случае, к ней следовало бы отнести и Грузинскую глыбу, допустив наличие единой Грузинской геосинклинали. Таким образом, и в данном случае нет оснований считать область Антикавказа геосинклиналью, хотя, возможно, что эта область в то время покрывалась морем.

В качестве основного аргумента в пользу существования Антикавказской геосинклинали И. Кахадзе выдвигает большую мощность (1,5 км) порфиритовой свиты байоса в бассейне р. Чхеримела и тектоническую структуру южной периферии Дзирульского массива. Однако я с этим согласится не могу.

Во-первых, 1,5 км мощностью обладает порфиритовая свита только в нижнем течении р. Чхеримела, в среднем течении мощность ее равна 1 км, а в верхнем не превышает нескольких сот метров.

Во-вторых, указание на наличие на южной периферии Дзирульского массива крутых и сжатых складок домелевого возраста, в южном направлении не выполаживающихся моими наблюдениями не подтверждается. Крутых и сжатых складок домелевого возраста здесь нет, но наблюдается именно постепенное выполаживание углов падения порфиритовой свиты байоса в южном направлении (см. описание тектоники этой части). Лишь в нарушенных зонах (Гореша-Харагоульский взбросо-надвиг) наблюдается крутые падения в северо-восточном крыле синклинали Лаше (см. главу «Тектоника») не только юрских, но и меловых отложений; следовательно, в данном случае проявляется не домеловая тектоника, а постмеловая.

В-третьих, цитируемые И. Кахадзе по нашей работе (94) крупные домеловые надвиги (Шрошинский район), направленные с юга на север, служить доказательством существования Антикавказской геосинклинали также не могут, поскольку эти надвиги имеют локальное распространение и я их называл крупными только по сравнению с другими нарушениями в пределах этого небольшого района.

Таким образом, если принять во внимание все вышеизложенное, — *интенсивность донижнемеловой тектоники Дзирульского массива* представляется много слабее, чем допускает И. Кахадзе. Слабая складчатость юрских отложений и движение масс с юга на север свободно могли возникнуть в результате молодых юрских орогенических фаз. Дислокации эти указывают не на наличие Антикавказской геосинклинали, а на неполную консолидацию Гурузинской и Артвинско-Сомхитской глыб, в особенности тех их частей, которые были перекрыты сравнительно мощными отложениями юры.

Что касается Ахалцихской депрессии, которую И. Кахадзе считает небольшой глыбой, оказавшейся в «Антикавказской геосинклинали», то в этом вопросе я также не могу с ним согласиться.

Во-первых, наличие здесь на глубине жесткого тела, препятствующего нормальному развитию складок, как это предполагает И. Кахадзе, скорее говорило бы за существование единой с другими древними массивами (Храми, Локи и Артвини) Антикавказской плиты, а не геосинклинали.

Во-вторых, И. Кахадзе, мне кажется неправильно интерпретирует мой фактический материал. Не будучи лично знакомым с районом, он, анализируя составленную мною тектоническую карту Ахалцихской депрессии, заключает, что здесь развиты «узкие, высокие антиклинали и пологие, почти горизонтальные широкие промежутки между ними, т. е. обычный для покровной складчатости тип складок», что противоречит моим указаниям в тексте.

В предыдущей моей работе (109) совершенно ясно отмечалось и в предлагаемом труде еще раз подчеркивается наличие интенсивного смятия средне- и верхнеэоценовых, олигоценовых и миоплиоценовых отложений в Ахалцихской депрессии, выразившегося в сильном сжатии, до изоклинального состояния, большинства складок как в центральной, так и в периферических частях ее с общим опрокидыванием их на юг. В ряде случаев антиклинальные складки (Цнисско-Парехская и Ахалцихско-Адигенская антиклинали) много шире большинства синклинальных складок и в самой депрессии ничто не препятствует нормальному их развитию. Главные складки Ахалцихской депрессии непосредственно прослеживаются в южной зоне Аджаро-Триалетской системы, где они сжаты много слабее. И, наконец, в самой Ахалцихской депрессии эти складки — наиболее податливы, характеризуясь частыми погружениями и воздыманиями и общим изгибанием их к югу. Все это бесспорно свидетельствует не о жесткости Ахалцихской депрессии, а, наоборот, об ее податливости, лабильности.

Таким образом, я прихожу к заключению, что в предъюрскую эпоху на территории Грузии существовали следующие крупные геотектонические единицы:

1. Кристаллическое ядро Главного хребта.
2. Геосинклиналь южного склона.
3. Единая Закавказская плита.

Эта концепция находит полное подтверждение также в последующие периоды до среднего мела, т. е. до зарождения Аджаро-Триалетской геосинклинали, и, по всей вероятности, и Кахетинского прогиба. Иначе говоря, подтверждается существование южнее геосинклинали южного склона обширной суши, объединявшей Грузинскую глыбу, Кахетинский хребет, Алазанскую депрессию и весь Антикавказ. Эта геотектоническая обстановка, по моему представлению, сложилась в результате орогенических фаз герцинской и киммерийской складчатостей, создавших горные цепи в области современного Антикавказа.

До образования Аджаро-Триалетской геосинклинали, именно эти горные цепи служили основным источником, питавшим терригенным материалом как геосинклиналь южного склона, так и геосинклиналь Армении.

Северная часть Закавказской плиты, т. е. Грузинская глыба, по сравнению с Антикавказом, занимала более низкое гипсометрическое положение и обладала общим наклоном в сторону геосинклинали южного склона и была более или менее пенепленизирована. На восток Закавказская плита продолжалась до самого Каспийского моря, а на запад — уходила в Восточную Анатолию, захватывая современные Понтические горы и южную часть Черного моря.

В конце триаса и в начале лейаса на поверхность этой плиты, в некоторых ее частях, излились в основном кислые лавы, давшие субаэральные вулканогенные образования нижних туффитов. В настоящее время нет никакой возможности, даже приблизительно, оконтурить площадь распространения этих образований.

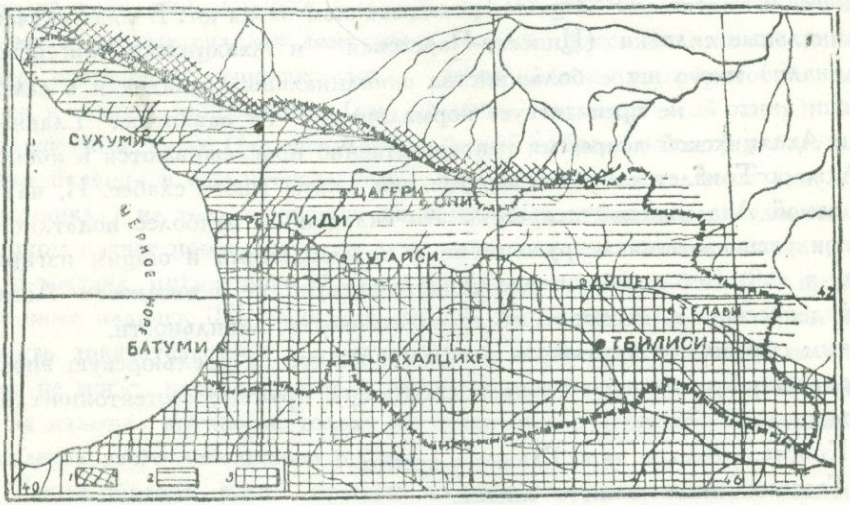


Рис. 33.

Пред'юрская геотектоническая схема Грузии.
1—Кристаллическое ядро Главного хребта; 2—Геосинклиналь южного склона; 3—Закавказская плита.

2. Лейасская эпоха

Весь собранный материал приводит исследователей Кавказа к заключению, что лейасская эпоха в основном характеризуется нисходящими движениями, выразившимися в обширной трансгрессии моря. Геосинклинальные бассейны южного склона Большого Кавказа и Армянский, или, точнее, Армяно-Иранский, постепенно расширяясь захватывают Закавказскую

плиту. Эти бассейны, по моему представлению, между собой не соединялись,—осталась в виде суши центральная возвышенная часть плиты, служившая областью сноса и питавшая эти бассейны терригенным материалом.

Исключительно большая мощность лейасских терригенных отложений геосинклинали южного склона Большого Кавказа, является следствием ее погружения и размыва центральной части Закавказской плиты со сносом материала в южную часть геосинклинали. Грузинская глыба и малочисленные незначительные по размерам кордильеры самой геосинклинали, вряд-ли могли обеспечить накопление терригенного материала такой колоссальной мощности.

Общее погружение геосинклинали южного склона начинается в нижнем лейасе и достигает максимума развития в начале верхнего лейаса. В этот процесс постепенно втягиваются на севере массив Главного хребта и на юге — северная часть Закавказской плиты.

Массив Главного хребта почти полностью был залит морем и перестал служить областью сноса в то время, как Закавказская плита покрылась морем лишь частично. Море сюда проникало вдоль древних синклинальных депрессий, в частности, по синклинали Лаше; наметить другие подобные депрессии в настоящее время не представляется возможным. Трансгрессия моря здесь началась с нижнего лейаса (Шрошинский район) и постепенно расширилась в среднем и в начале верхнего лейаса. Фации нижнего лейаса в основном представлены конгломератами и аркозовыми песчаниками, образовавшимися за счет размыва кристаллических пород и нижних туффитов Дзирульского массива, и частично красными известняками.

Фации среднего и верхнего лейаса представлены зоогенными известняками, содержащими в незначительном количестве также и терригенный материал в виде тонких глинисто-мергелистых пропластков. Изменчивая мощность базальных отложений, вызвана в некоторых районах тектоникой, но в основном обусловлена первоначальным рельефом Дзирульского массива. По всей вероятности, Грузинская глыба не была пенепленизирована полностью и в ней наблюдались, как пониженные, так и возвышенные области. Одной из таких возвышенных областей, могла быть центральная часть Дзирульского массива, окруженная со всех сторон базальными отложениями лейаса. Для того чтобы наметить другие аналогичные области, в настоящее время в моем распоряжении нет достаточных данных.

Также не известно, как далеко проникало на юг лейасское море. Совершенно идентичный фациальный характер лейасских отложений центральной части и южной периферии Дзирульского массива служит доказательством единства бассейна, но не дает права распространить тот же вывод и на область Аджаро-Триалетской складчатой системы. В настоящее время нет данных, позволяющих вообще предположить наличие лейасских отложе-

ний в области Аджаро-Триалетской складчатой системы. Это также подтверждается отсутствием связи между лейасскими отложениями Дзирульского и Храмско-Локского массивов, как фациальной, так и палеонтологической. Постулируемое И. Кахадзе (184) распространение глинистых фаций лейаса, по всей Аджаро-Триалетской системе и по Артвинско-Сомхитской глыбе, не гармонирует с фактическим материалом.

По моим взглядам в южной части Закавказской плиты (в районах Локи и Храми) лейасская трансгрессия наступала из Армяно-Иранской геосинклинали. Как было отмечено выше, она здесь началась в нижнем лейасе, постепенно разрослась в среднем, и в верхнем лейасе достигла Храмского массива. Это наглядно показывает, что трансгрессия моря шла не с севера на юг, а с юга на север. К такому же выводу приводит меня анализ домеловой тектоники южной периферии Грузинской глыбы. Выше было отмечено, что на южной периферии Грузинской глыбы домеловая тектоника менее интенсивна, чем в ее центральной части, при чем на южной периферии Грузинской глыбы угловое несогласие между юрой и мелом постепенно уменьшается, а не увеличивается, что было бы непонятно при допущении существования в то время Антикавказской геосинклинали. Все факты указывают на ее отсутствие в лейасскую эпоху.

Фации лейасских отложений южной часати Закавказской плиты отличаются от фаций северной ее части. Общими являются только фации базальных образований, представленные конгломератами и аркозовыми песчаниками, образовавшимися за счет размыва кристаллического субстрата плиты. Верхняя преобладающая часть южного лейаса представлена чередованием слюдистых песчано-глинистых сланцев и слюдистых же песчаников общей мощностью не превышающей 500 м. Это ясно указывает на непрерывный размыв кристаллического субстрата плиты. По мере нарастания трансгрессии береговая линия постепенно перемещалась на север.

В данном случае также нет возможности наметить точные контуры южной части Закавказской плиты в лейасскую эпоху.

Таким образом, на основании всего вышесказанного, я заключаю, что в лейасскую эпоху общая геотектоническая обстановка оставалась неизменившейся с той лишь разницей, что Закавказская плита в это время уже успела подвергнуться частичному погружению. Центральная часть ее, т. е. современная область Аджаро-Триалетского хребта, оставалась приподнятой, претерпев интенсивную денудацию и продолжая питать лейасские морские бассейны терригенным материалом.

3. Среднеюрская эпоха

Прежде чем приступить к описанию геотектонической обстановки среднеюрской эпохи, необходимо отметить, что в конце лейаса по всей Грузии, в результате донецкой орофазы и общих восходящих движений, происхо-

дит регрессия и Закавказская плита, если не полностью, то в большей своей части, освобождается от моря. Более существенных изменений эта фаза в геотектоническую обстановку лейасской эпохи не внесла.

В виду того, что непосредственным предметом нашего исследования является Аджаро-Триалетская система и смежные с нею области, я касаюсь в дальнейшем изложении геосинклинали южного склона только по мере необходимости.

После кратковременной верхнелейасской регрессии в нижнем байосе наступила стадия преобладания нисходящих колебательных движений. Одновременно имело место проявление интенсивной подводной вулканической деятельности. Море из геосинклинальных бассейнов разливалось по всем направлениям и захватывало все большую территорию в то время, как подводные вулканы выбрасывали огромные массы эффузивных образований — порфиритовых лав и их пирокластолитов. Такая обстановка продолжает существовать до начала бата.

Однако, есть основание заключить, что морем покрывалась не вся территория Грузии. Наличие в разных горизонтах и районах распространения байоса гранитного материала, определенно указывает на существование островов (184). Очень вероятно, что такими островами были Храмский массив и часть Дзирульского массива. Не исключена также возможность, что островом являлась, если не большая, то по крайней мере, некоторая часть Аджаро-Триалетского хребта и вся территория между этим хребтом и Храмским и Артвинским массивами включительно. Вполне возможно, что южная и восточная части Артвинско-Сомхитской глыбы и восточная и западная части Грузинской глыбы, были полностью покрыты морем.

Отсутствие во всей исследуемой области батских отложений, вернее всего является следствием последующей длительной денудации. По аналогии с северной периферией Грузинской глыбы можно предположить, что и в остальных частях Закавказской плиты батские отложения были представлены регрессивными отложениями, связанными с мощной орогенической фазой. В конце байоса начинается общее воздымание всей Закавказской плиты которая надолго освобождается от водного покрова, превратившись в область интенсивной денудации.

Батская орогенная фаза, считающаяся (130, 131) самой мощной фазой юры, завершила общую консолидацию всей Закавказской плиты и расширила ее за счет уже относительно консолидировавшихся зон геосинклиналей южного склона (184) Армянско-Иранской. Консолидации также способствовало внедрение гранитоидных интрузий Дзирульского (Ципская) и Локского (Перпенджанская) массивов. Следует заметить, что складки, возникшие в результате батской орогенической фазы, обладают неодинаковой интенсивностью сжатия: в области плиты они менее сжаты и имеют покровный характер, а в области геосинклинали сжатие было интенсивнее

и общая структура складок соответствует альпинотипной тектонике. Для того, чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить углы падения юрских (байосских) и меловых образований плиты и консолидированных зон геосинклинали. Возьмем для примера южную периферию Дзирульского массива и район Локского массива на плите, и бассейн р. Ингур в южной части геосинклинали южного склона.

На южной периферии Дзирульского массива в северо-западном крыле Лашской или Гореша-Харагоульской синклинали угол падения байосских отложений в среднем равен 25—40°, а меловых — 15—20°, а на северо-восточном крыле этой складки разница в углах падения еще меньше. Она постепенно уменьшается в южном направлении, т. е. в сторону Аджаро-Триалетского хребта. Эти факты ясно указывают, что складки были широкими, очень пологими и выполаживались в южном направлении.

Примерно такая же картина наблюдается в районе Локского массива. Здесь, в северной части разница между углами падения байосских и среднемеловых отложений не превышает 5°; падение байоса в типичных условиях составляет 35—40°, а мела — 30—35°; в юго-восточной части Локского массива разница в углах падения в среднем 15°. При этом надо заметить, что мы здесь сравниваем углы падения байосских и нижне- и среднемеловых отложений и поэтому необходимо учесть также известное влияние верхнеюрской — предтитонской орофазы.

Совершенно иная картина наблюдается в южной части геосинклинали южного склона; здесь (ущелье р. р. Ингури—Ларакваква и г. Чегвала) разница между углами падения байоса и нижнего мела составляет уже 50—60°, а в некоторых случаях и более. Однако, ее следует убавить, учитывая значительную мощность предтитонской орогенной фазы. Целый ряд подобных примеров большого углового несогласия между мелом и байосом, по южному крылу Рачинско-Лечхумской синклинали, приводится в работе А. Джанелидзе (130).

Я полагаю, что сказанного достаточно для доказательства разнохарактерности домеловых складок на Закавказской плите и в геосинклинали южного склона.

Таким образом, геотектонический характер Закавказской плиты в пределах исследуемых областей до верхней юры сохранялся приблизительно таким же, каким он был до байоса.

В заключение можно констатировать, что к началу верхней юры Закавказская плита, в пределах Грузии полностью освободилась от водного покрова и оставалась сушей в северной части до нижнего мела и в южной — до среднего. В течение этого длительного периода она подверглась интенсивной денудации, чем подготавливались условия для ее расчленения в дальнейшем. В то время как в продолжение всей верхней юры геосинкли-

наль южного склона непрерывно погружалась и происходило накопление флишевых отложений громадной мощности, Закавказская плита непрерывно пребывала в стадии поднятия.

4. Верхнеюрская эпоха

Согласно концепции И. Кахадзе (184) в продолжение всей верхней юры Антикавказская геосинклиналь продолжала свое развитие и в ней непрерывно накоплялись осадки геосинклинального характера; юрские орогенические фазы (преимущественно батская), вызвав консолидацию значительных площадей геосинклинали южного склона, сложенных порфиритовой вулканогенной свитой, в Антикавказской геосинклинали привели только к срастанию двух древних массивов — Храмского и Локского и консолидации ее небольшой юго-восточной части.

Такое допущение представляется мне неприемлемым, поскольку в этой области верхнеюрские отложения неизвестны, несмотря на то, что как нижне- и среднеюрские, так и меловые отложения обнажаются в северной и южной ее частях. Это приводит меня к заключению об отсутствии Антикавказской геосинклинали и в продолжение верхнеюрской эпохи.

5. Нижнемеловая эпоха

В нижнемеловое время в исследованной области произошли значительные изменения палеогеографического характера, причем геотектоническая обстановка по существу осталась неизменной.

Палеогеографические изменения произошли в северной части Закавказской плиты в области Грузинской глыбы. После длительного перерыва она оказалась в сфере влияния нисходящих движений и начала постепенно погружаться. Трансгрессия моря определенно наступала с севера из геосинклинали южного склона и захватывала постепенно северную часть Закавказской плиты. Насколько эта трансгрессия распространилась на юг не известно, но она почти полностью захватила Грузинскую глыбу и, возможно, частично и северную часть Аджаро-Триалетского хребта, показателем чего может служить погружение нижнемеловых отложений южной периферии Дзирульского массива под надвинутые на север верхнемеловые и палеогеновые отложения этого хребта. В южной части Аджаро-Триалетского хребта и в области Артвинско-Сомхитской глыбы нижнемеловые отложения отсутствуют, что позволяет лишь совершенно условно наметить их распространение в Аджаро-Триалетском хребте, примерно до центральной части хребта.

В области Грузинской глыбы нижнемеловые отложения, как известно, представлены тремя фациями: а) маломощными базальными отложениями

—конгломератами и аркозовыми песчаниками, b) ургонскими известняками баррема и c) мергелями апта. Поскольку нижнемеловая трансгрессия на южной периферии Дзирульского массива наступила в барреме, а еще южнее — уже в северной части Аджаро-Имеретинского хребта, — возможно и *в апте, базальные образования мною также относятся к баррему.*

На основании данных, которыми мы располагаем относительно нижнемеловых отложений Грузинской глыбы, *трудно судить, насколько полно* последняя ими перекрывалась. Однако, отсутствие в аптских отложениях гранитного материала Дзирульского массива, говорит за то, что, если не в верхнем барреме, то, во всяком случае, в апте этот массив был целиком покрыт морем. Это заключение я условно распространяю на всю Грузинскую глыбу и на северную часть Аджаро-Триалетского хребта.

Второе важное явление, имевшее место в конце апта, это вспышки подводной вулканической деятельности на южной периферии Дзирульского массива и, по всей вероятности, еще более интенсивные ее проявления в северной части Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В южной части Закавказской плиты, в пределах Артвинско-Сомхитской глыбы, нижнемеловые отложения отсутствуют вовсе, что может иметь два объяснения: либо они здесь вообще не отлагались и вся область в *продолжение нижнего мела представляла собой сушу, или первоначально* были развиты, но впоследствии оказались полностью размытыми. Первое предположение мне кажется более близким к действительности, так как в Грузии между нижним и средним мелом или совершенно нет перерыва в осадконакоплении, или имеется кратковременный перерыв только между альбом и сеноманом.

Нижнемеловые отложения также неизвестны и в западной части Закавказской плиты, в области Артвинского массива.

На основании изложенного на приведенной ниже палеогеографической карте верхнеаптского времени большая часть Закавказской плиты обозначена сушей, в северной части Аджаро-Триалетского хребта отмечены смешанные, мергелистые и вулканогенные фации, а в области Грузинской глыбы — только мергелистые отложения. Одновременно необходимо отметить, что, *если Закавказская плита в продолжение всей верхней юры оставалась* горной страной, то в нижнем мелу она уже более или менее пенепленизировалась и северная ее часть надолго погрузилась под уровень моря.

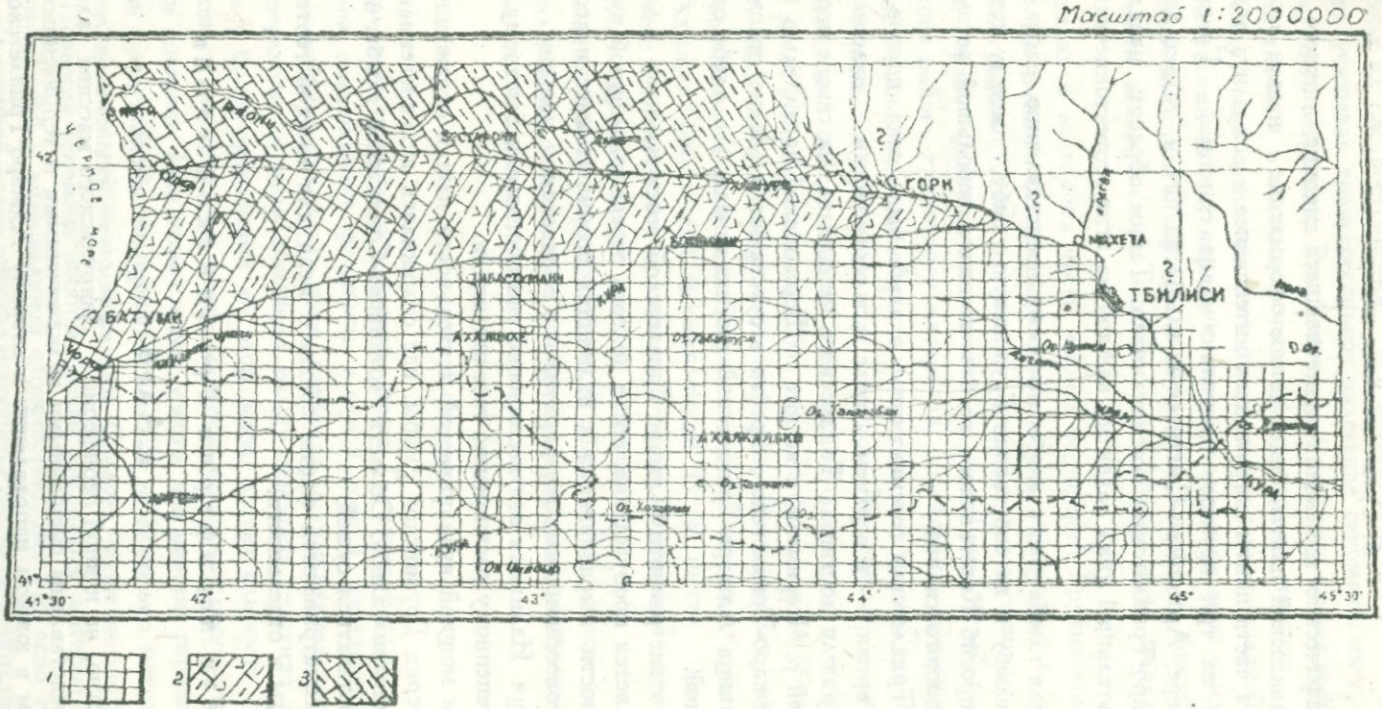


Рис. 34.

фации верхнего апта.

1—суша; 2—мергели и вулканогенные образования; 3—мергели.

6. Среднемеловая эпоха

Палеографические изменения, наметившиеся в конце нижнего мела в области Закавказской плиты, более четкое оформление нашли в среднем меле. Средняя часть плиты погружалась интенсивнее и вся плита оказалась расчлененной на три крупные геотектонические единицы — Грузинскую глыбу на севере, Артвинско-Сомхитскую глыбу на юге и, только зародившуюся, Аджаро-Триалетскую геосинклиналь. Таким образом, начался новый, самостоятельный цикл развития каждой из этих геотектонических единиц.

Грузинская глыба уже в альбе, по моему представлению, распалась на Алазанскую глыбу и на собственно Грузинскую глыбу, между которыми образовался прогиб Кахетинского хребта, ставшего небольшой ветвью геосинклинали южного склона.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь в альбе была пока короче, чем в последующее время, — в верхнем меле и, в особенности, палеогене. На востоке она вряд-ли достигала Тбилисского меридиана, на севере ограничивалась долиной р. Чхеримела, а на юге — Боржомской параллелью (в южной части Аджаро-Триалетского хребта отсутствуют альбские отложения). Западная граница Аджаро-Триалетской геосинклинали в альбе остается для нас неясной.

На этом этапе развитияАджаро-Триалетской геосинклинали важным фактором является пробуждение, после долгого перерыва, мощной вулканической активности, выразившееся в излияниях огромных масс известково-щелочных роговообманковых порфиритов и в образовании мощной вулканогенной толщи. Излияния эти несомненно способствовали быстрому погружению и постепенному расширению геосинклинали.

Отголоски мощной вулканической деятельности нашли отражение и на южной периферии Грузинской глыбы, где отложилась вулканогенная нижняя свита «мтавари» альба. Область Артвинско-Сомхитской глыбы в альбе продолжала оставаться сушей.

Ниже рассматриваются фации среднего мела для каждой геотектонической единицы в отдельности.

Южная периферия Грузинской глыбы

а. Альб

Как известно, на южной периферии Дзирульского массива альбские отложения представлены смешанными вулканогенными и терригенными фациями, причем в южном направлении в сторону Аджаро-Триалетской геосинклинали, наблюдается преобладание вулканогенных. В терригенных фациях присутствие гранитного материала наблюдается только в более север-

ных районах их распространения и в особенности в верхних горизонтах альба, где, учитывая трансгрессивное залегание сеномана, следует определенно допустить регрессию. Грубозернистый характер имеют верхнеальбские отложения также и в восточной части Дзирульского массива (Сурамский район). Отсутствие среднемеловых отложений в северо-западной части массива (Чиатурский район) наряду с вышеизложенным явно свидетельствует о возникновении суши в верхнем альбе в центральной и, может быть, в северной части Дзирульского массива, что особенно ярко выявляется в сеномане.

Западная и восточная части южной периферии Грузинской глыбы перекрыты третичными отложениями, вследствие чего вопрос о распространении здесь среднемеловых отложений остается невыясненным. Наличие в нижне- и верхнеэоценовых отложениях Аджаро-Триалетской геосинклинали Горийского района гранитного материала, определенно указывает на существование обнаженной части кристаллического субстрата Грузинской глыбы по правобережью Куры, в области Тирипоно-Мухранской долины. Здесь кристаллический субстрат возможно, был обнажен уже в верхней юре и в нижнем мелу. Не исключена, однако, возможность, что он обнажился после верхнего мела перед палеоценом, хотя этому противоречат единичные находки гранитных галек в конгломератах верхнемеловых отложений северной части Аджаро-Триалетской геосинклинали. Итак, ничто не препятствует допущению наличия суши в восточной части Грузинской глыбы, по крайней мере, с верхнего альба, если не раньше.

Таким образом, в верхнем альбе, в области Грузинской глыбы намечаются два района с денудируемым кристаллическим субстратом. Размеры и контуры этих выступов не могут быть уточнены.

b. Сеноман

Отложения сеномана в южной части Грузинской глыбы также представлены смешанными фациями; в самой южной, переходной к Аджаро-Триалетской геосинклинали зоне, альбская вулканогенная толща без перерыва переходит в вулканогенную толщу сеномана (верхняя свита «мтавари»), а в более отдаленных от этой зоны частях альбские глауконитовые песчаники трансгрессивно перекрываются кварцево-глауконитовыми известняками сеномана. При этом следует учесть, что нижние горизонты сеномана сплошь представлены кварцевыми песками в несколько метров мощностью и, реже, гранитными конгломератами. Следует также не упускать из вида, что отложения сеномана вообще богаты кварцевым материалом и характеризуются косой и диагональной слоистостью. Все это ясно указывает близость обнаженной части кристаллического субстрата Дзирульского массива.

Аналогичную картину я представляю себе и в востоной части Грузинской глыбы и, таким образом· палеографический облик Грузинской глыбы остается в общих чертах неизмененным, по сравнению с верхним альбом.

с. Турон

В туроне происходят лишь незначительные изменения в палеогеографических условиях, установившихся на южной периферии Грузинской глыбы в конце сеномана. Изменения касаются только фаций. В это время вулканическая деятельность здесь проявлялась очень слабо и осадки представлены преимущественно карбонатными фациями — тонкослоистыми известковистыми мергелями и известняками, иными словами, восстановились условия, существовавшие в конце нижнего мела, с той разницей, что начавшаяся в сеномане трансгрессия достигла к этому периоду максимума своего развития и, повидимому, суша Дзирульского массива полностью покрылась водой. По всей вероятности, значительно сократилась площадь и второй, Мухранско-Тирипонской суши.

В южном направлении, в сторону Аджаро-Триалетской геосинклинали, по левобережью р. Чхеримела, чисто карбонатные фации сменяются более мощными (200 м) тонкослоистыми и сланцеватыми и, реже, известковистыми мергелями, иначе говоря, появляются переходные фации от глыбы к геосинклинали. Одновременно наблюдается значительное уменьшение количества стяжений кремня и фауны ежей, хотя следует отметить, что иноцерамы еще изобилуют. Имеются основания ожидать подобную картину вдоль всей южной периферии Грузинской глыбы.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

а. Альб и сеноман

В области зародившейся в ту эпоху Аджаро-Триалетской геосинклинали альбские и сеноманские отложения полностью представлены мощными (в среднем не менее 1 км) вулканогенными образованиями. В редких случаях и только в верхних горизонтах, в виде небольших пропластков и линз, появляются мергели. В отличие от Грузинской глыбы здесь наблюдается довольно однообразная картина.

Отсутствие альба в южной части геосинклинали и вообще в области Артвинско-Сомхитской глыбы и широкое развитие альба—сеномана большой мощности в центральной и северной частях Аджаро-Триалетской геосинклинали, определенно указывает на асимметричное строение геосинклинали, и на ее постепенное погружение и расширение.

b. *Турон*

Если альбские и сеноманские отложения представлены в Аджаро-Триалетской геосинклинали однообразными вулканогенными фациями, то этого нельзя сказать о туронских отложениях. Турон здесь тесно связан с сеноманскими вулканогенными и сенонскими карбонатными образованиями и представлен в смешанных фациях, вулканогенных и карбонатных. Карбонатные фации турона имеют преобладающее распространение в центральной и в северной частях, а вулканогенные — в южной части геосинклинали.

Карбонатные отложения турона представлены двумя фациями: тонкослоистыми богатыми иноцерамами и часто окремненными мергелями (нижний турон) мощностью в среднем в 200 м и слоистыми известковистыми мергелями и известняками мощностью от 50 до 100 м (верхний турон). Для нижних горизонтов нижнего турона характерны частые переслаивания туфогенных песчаников с мергелями, а для нижних горизонтов верхнего турона — стяжения красноватого кремня.

В южном направлении наблюдается постепенное уменьшение мощности карбонатных фаций турона и замещение их вулканогенными фациями. В южной части геосинклинали замещение почти полное: известняки и мергели здесь встречаются лишь в виде маломощных линз среди массивных туфобрекчий.

Наблюдаемые в Триалетском хребте фации турона мною, совершенно условно, экстраполируются по всей Аджаро-Триалетской геосинклинали, вследствие чего ниже приведенная карта фаций турона должна рассматриваться, как сугубо ориентировочная.

Артвинско-Сомхитская глыба

Сеноман—турон

В области Артвинско-Сомхитской глыбы срезнемеловые отложения представлены только сеноманом и туроном. Как и на Грузинской глыбе, сеноманские отложения здесь развиты в весьма различных фациях; перемежаются чисто терригенные глинистые мергели, песчаники, конгломераты, карбонатные (рудистовые—Локи— и грифоидные—Храми—известняки) и, наконец, вулканогенные породы. В нижних горизонтах преобладают терригенные и карбонатные фации, а в верхних — вулканогенные, причем эти последние представлены кислыми эффузивами и их пирокластолитами, резко отличающимися от вулканогенных пород Аджаро-Триалетской геосинклинали и Грузинской глыбы.

На самой Артвинско-Сомхитской глыбе сеноман явно несогласно перекрывает все древние образования, начиная от кристаллических пород Локского и Храмского массивов и кончая лейасом и байосом. В основании

сеномана очень широко развиты базальные отложения, образовавшиеся за счет размыва этих формаций, в особенности кристаллических пород, что ясно указывает на наличие здесь двух островов: Локского и Храмского. Более обширна суша в районе Локского массива, где сеноманские отложения развиты только в северной и в северо-восточной частях и совсем отсутствуют в южной и юго-западной. Сеноманские отложения отсутствуют также южнее этого массива на территории Армении. Повидимому, вся область, расположенная южнее Локского массива и представленная порфиритовой свитой байоса, как до сеномана, так и в сеномане и после него, оставалась сушей. Что касается Храмского осторова, то следует заметить, что он, повидимому, в конце сеномана, если не полностью, то во всяком случае своими северной, восточной и южной частями, был погружен под водой. Неясным для того периода остается вопрос о западном продолжении Храмской суши. В настоящее время эта часть полностью перекрыта миоплиоценовыми и четвертичными эффузивными образованиями, только в одной небольшой зоне соприкасающимися с кристаллическими породами Храмского массива. Тем не менее, я решаюсь, условно продолжить сушу Храми далее на запад до Артвинского массива включительно, объединяя с нею южные районы Ахалкалакского и Эрушетского нагорий и Арсианского хребта.

Большая мощность (в среднем не менее 1 км) сеноманских отложений и вышеописанные палеогеографические черты, ясно указывают на довольно глубокое и быстрое погружение некоторых частей Артвинско-Сомхитской глыбы. Повидимому, нисходящие движения, начавшиеся в Аджаро-Триалетской геосинклинали, вовлекли в этот процесс и глыбу, хотя и в гораздо меньшем масштабе. Эти нисходящие движения сопровождались вспышкой вулканической деятельности и излиянием кислых лав и их пирокластолитов.

Фации турона и, как уже отмечалось, нижнего сенона ничем не отличаются от фаций верхнего сеномана, что доказывает, что за этот период в Артвинско-Сомхитской глыбе ничего нового не произошло и непрерывно продолжались извержение кислых лав и общее погружение глыбы.

Для иллюстрации всего вышеизложенного ниже приводятся четыре схемы (рис. 35, 36, 37, 38). Как видно из рисунка 35, в соответствии с фактическими данными и общими соображениями, существовавшая ранее единая Закавказская плита в альбе расчленена на Грузинскую глыбу, Аджаро-Триалетскую геосинклиналь и Артвинско-Сомхитскую глыбу.

В сеномане Аджаро-Триалетская геосинклиналь расширилась за счет Артвинско-Сомхитской глыбы и, повидимому, вытянулась в восточном направлении, находясь еще в зачаточном состоянии. В туроне общее опускание геосинклинали продолжалось. Она, повидимому, продолжала вытягиваться, но еще не достигла максимума своего развития. Расширение морей происходит за счет дальнейшего опускания Артвинско-Сомхитской и Грузинской глыб.

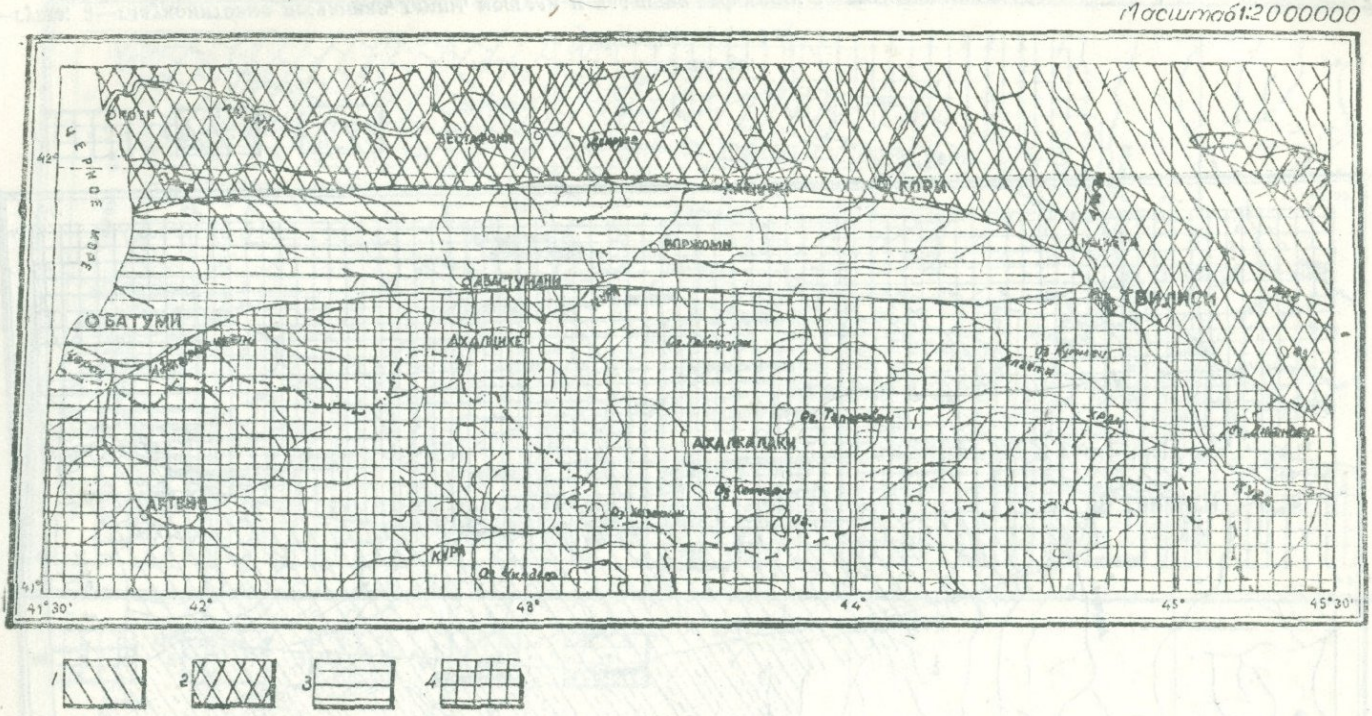


Рис. 35.

Геотектоническая схема южной части Грузии в альбе.

1—Геосинклиналь южного склона и прогиб Кахетинского хребта; 2—грузинская глыба и отделенная от нее Алазанская глыба; 3—Аджаро-Триалетская геосинклиналь; 4. Артвинско-Сомхитская глыба.

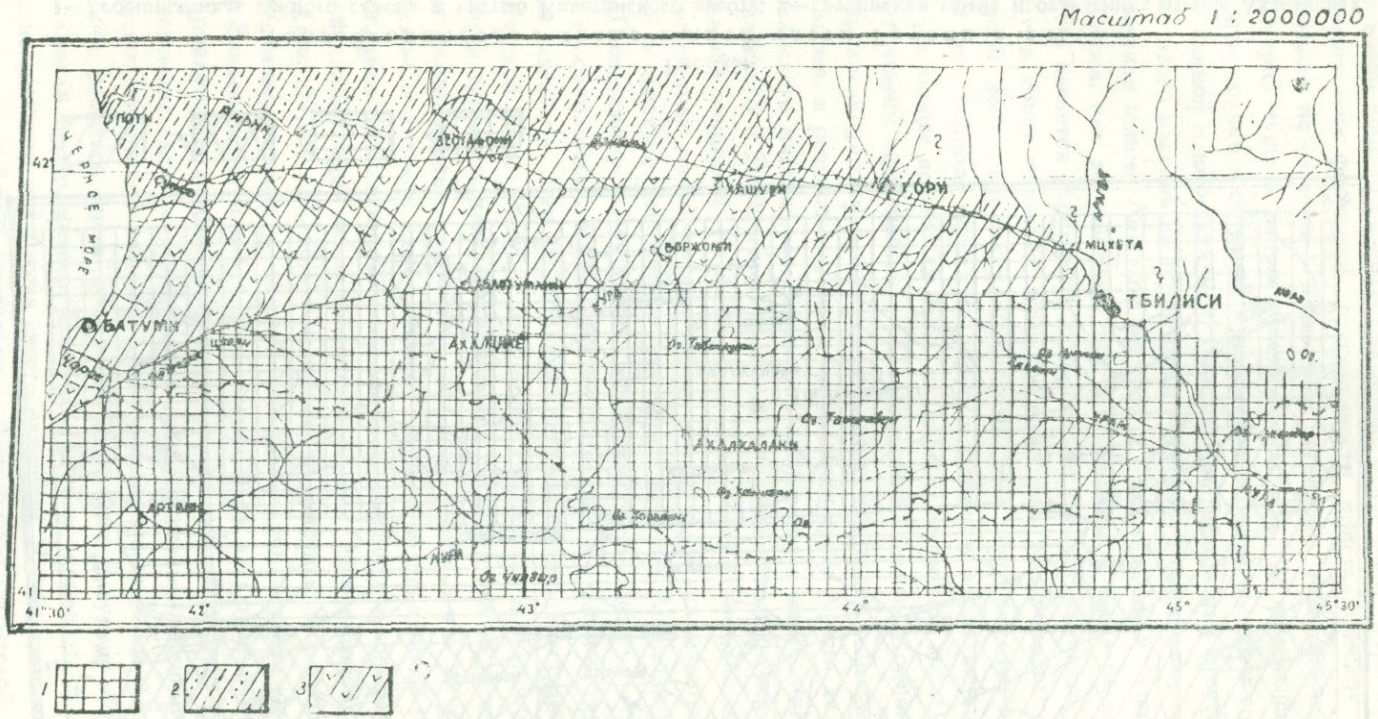


Рис. 36.

Фации альба.

1—суша; 2—глауконитовые песчаники, глины, мергели и частично туфогены; 3—вулканогенные образования Аджаро-Триалетской геосинклинали и частично южной части Грузинской глыбы.

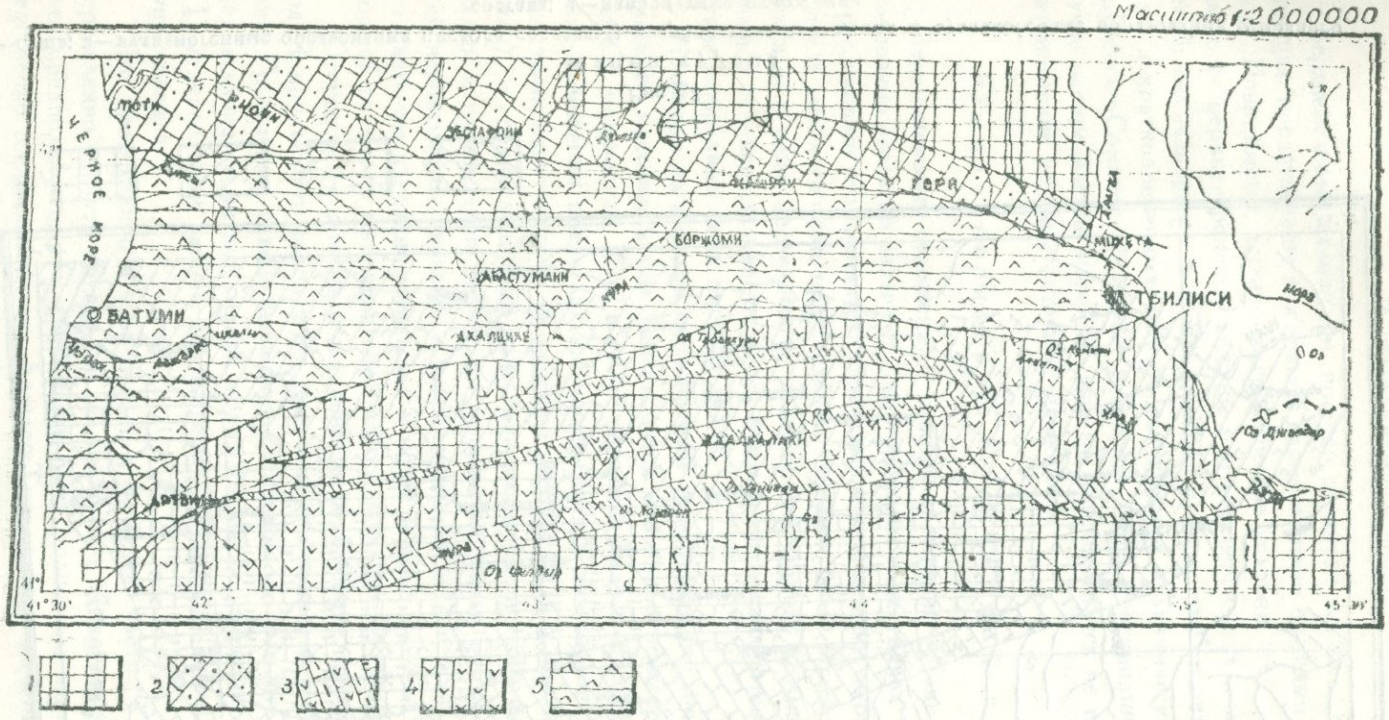


Рис. 37.

Фации сеномана

1—суша; 2—кварцево-глауконитовые известняки Грузинской глыбы; 3—терригенные, карбонатные и вулканогенные отложения Артвинско-Сомхитской глыбы; 4—вулканогенные образования кислых эффузивов Артвинско-Сомхитской глыбы; 5—вулканогенные образования известково-щелочных эффузивов Аджаро-Триалетской геосинклинали и частично Грузинской глыбы.

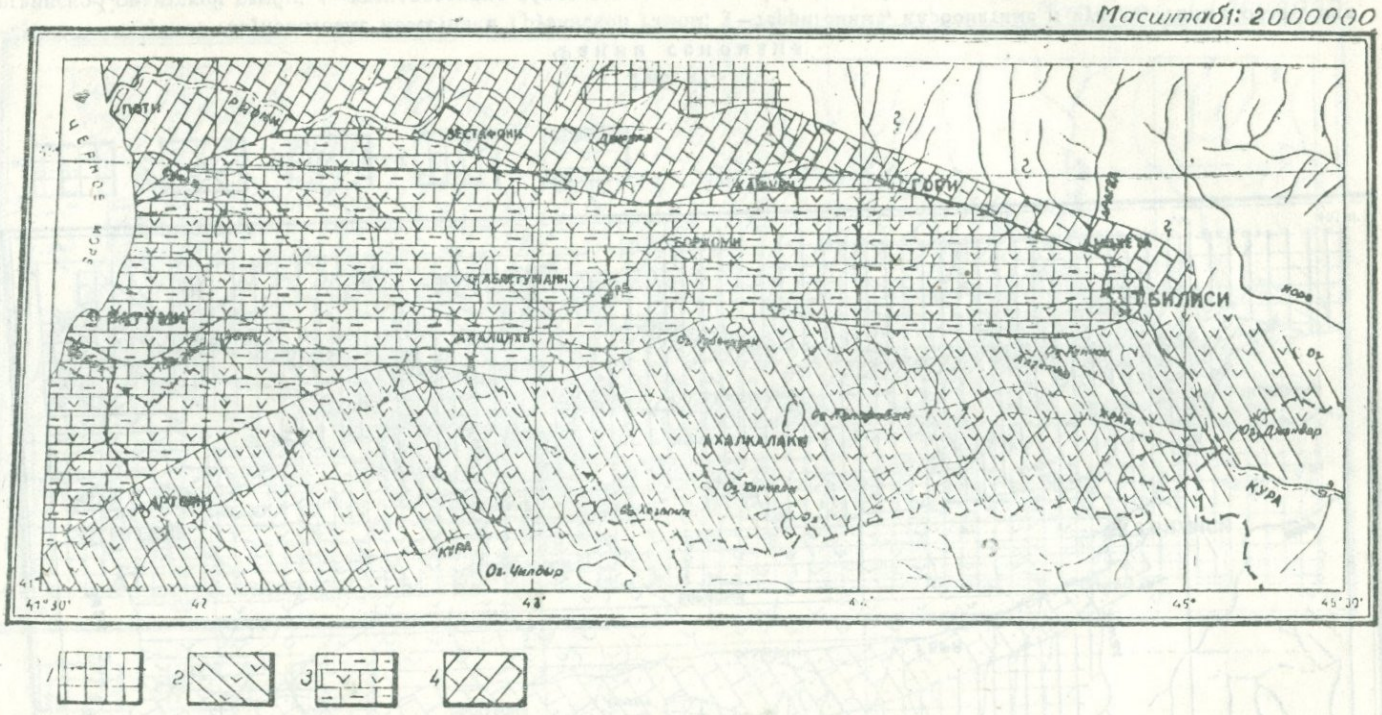


Рис. 38.

Фации турона

1—суша; 2—вулканогенные образования кислого состава; 3—карбонатные отложения и вулканогенные образования основного состава; 4—карбонатные отложения.

7. *Верхнемеловая эпоха*

Верхнемеловые отложения, широко развитые во всех геотектонических единицах, представлены в основном карбонатными фациями различной мощности. Повидимому, физико-географические условия этой эпохи мало отличались от верхнетуронских, если не считать небольших колебательных движений, намечающихся в нижнем сеноне в Аджаро-Триалетской геосинклинали, и кратковременных, быстро затухающих вулканических проявлений в Артвинско-Сомхитской глыбе, и южной части геосинклинали. Во всяком случае распределение морей и суши до датского яруса не изменяется и геотектонические условия остаются прежними.

Южная периферия Грузинской глыбы

Верхнемеловые отложения южной периферии Дзирульского массива совершенно согласно залегают на туронских известняках и завершаются регрессивными отложениями (мергелями и глинистыми мергелями) датского яруса и литологически представлены белыми, более толстослоистыми известняками и реже мергелями со стяжениями черного кремня. Между туронскими и сенонскими известняками очень часто выделяются линзообразные и гнездообразные тела писчего мела.

Несмотря на в целом карбонатный характер сенонских отложений Дзирульского массива, в них наблюдаются небольшие изменения в фациях, а также в мощностях. Так, в более северных частях массива (Гореша) сенонские отложения представлены массивными и толстослоистыми, слегка песчанистыми известняками мощностью всего в 45 м, а в южной части (Харагоули) — среднеслоистыми известняками, мергелистыми известняками, мергелями и глинистыми мергелями мощностью около 200 м. Это явление, по всей вероятности, связано с углублением моря в сторону геосинклинали; это наиболее наглядно выражено в более южных районах периферии Грузинской глыбы, в прилегающей полосе Ахалцихско-Имеретинского хребта.

Отсутствие в сенонских и туронских отложениях продуктов размыва пород Дзирульского массива указывает на его полное затопление морем. Однако, Грузинская глыба была покрыта водой не полностью, на что указывает наличие гранитной гальки в конгломератах верхнемеловых известняков в Цителкалакском районе. Повидимому, Мухранско-Тирипонская суша еще существовала.

Что происходило в этот период в западной части Грузинской глыбы определенно сказать трудно, но по аналогии с Дзирульским массивом следует предположить, что и эта часть была полностью залита морем, непосредственно соединявшимся с Аджаро-Триалетским бассейном.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Более сложная картина наблюдается в Аджаро-Триалетской геосинклинали, где сенонские отложения представлены тремя фациями — вулканогенной, карбонатной и глинисто-мергелистой, выраженных в больших мощностях, чем сенонские отложения Грузинской глыбы. В северной и в центральной частях геосинклинали развиты последние две фации, а в южной — две первые. Как известно, в южной части вулканическая активность прекращается только в маастрихте, а в остальных частях — в нижнем туроне.

Сенонские отложения северной части геосинклинали мною разделяются на три литологических горизонта: а) чередующиеся литографского типа слоистые мергели и известняки в нижней и более толстослоистые известняки и известковистые мергели в верхней части, общей мощностью около 200—250 м; b) бледно-серые и желтовато-белые толстослоистые песчанистые известняки с прослоями грубослоистых известняков в средней части, беловато-желтого цвета слоистые песчанистые известняки и мергели, общей мощностью обоих подгоризонтов около 150—200 м и с) пестроцветные глины, мергели и, реже, известковистые мергели, общей мощностью от 40 до 80 м. Между первым и вторым горизонтами в некоторых районах прослеживается пласт конгломерата от 1 до 4 м мощности.

Такое деление сенонских отложений наблюдается только в центральной части Триалетского хребта, а в остальных частях геосинклинали первые два горизонта сливаются в одну общую карбонатную свиту и хорошо представлен только третий горизонт, если он не размыт.

Присутствие в самих сенонских отложениях (под маастрихтом) конгломератового слоя, заключающего гранитную гальку, определенно указывает на наличие колебательных движений предшествовавших ларамийской фазе и носивших строго локальный характер. Смена карбонатных фаций (в датское время) глинисто-мергелистыми и глинистыми фациями в региональном масштабе, определенно указывает на регрессию моря и на связь этой регрессии с ларамийской орогенической фазой. Если при этом также учесть угловое и трансгрессивное несогласие в залегании палеоцен—нижнего и эоцена на разных горизонтах мела, то само собой напрашивается вывод о несомненном наличии в Аджаро-Триалетской геосинклинали в конце сенона интенсивных движений; здесь в это время имела место, если не полная, то очень значительная эмерсия. В геосинклинали выступил ряд кордильер, интенсивная денудация которых давала материал для флишевых отложений палеоцена и нижнего эоцена. Эти орогенные движения, длившиеся в продолжение датского и, частично, нижнепалеоценового времени, нашли отражение и на глыбах. Во всех исследуемых областях море регрессировало, вследствие чего глыбы полностью превратились в сушу и лишь в Аджаро-

Триалетской геосинклинали морские воды задержались в небольших вытянутых в широтном направлении синклинальных депрессиях.

Из кордильер, возникших вдоль крупных антиклинальных складок, можно назвать Цителкалакскую, Сацхенисскую, Кодманско-Дзамскую, Горисджварскую, Хведуретскую и Гумбатскую цепи; остальные, повидимому, еще не обнажены современной эрозией и на палеогеографической карте (рис. 40) нанесены условно вдоль крупных антиклиналей.

Таким образом, длительный период общего погружения всех геотектонических единиц южной части Грузии сменяется кратковременным для геосинклинали и продолжительным для глыб (в особенности для Артвинско-Сомхитской) периодом воздымания.

Артвинско-Сомхитская глыба

Отложения сенонского времени Артвинско-Сомхитской глыбы от таковых южной периферии Аджаро-Триалетской геосинклинали отличаются только кислым петрографическим составом нижнесенонских вулканогенных образований первой. Кроме этого, как неоднократно указывалось, в карбонатных породах верхнего сенона очень часты прослои туфогенных песчаников, особенно заметные в нижних горизонтах. В основном, верхний сенон и здесь представлен чередованием тонко- и толстослоистых известняков и мергелей с конкрециями красного и серого кремня, общей мощностью около 300 м, т. е. много меньшей, чем в Аджаро-Триалетской геосинклинали, но значительно превосходящей их мощность в южной части Грузинской глыбы; это свидетельствует о том, что общее опускание геосинклинали происходило быстрее чем погружение глыб.

Как уже было сказано, в конце сенона (датский ярус) на Артвинско-Сомхитской глыбе имела место полная регрессия моря; глыба снова надолго превратилась в сушу и служила источником питания для палеоцен-нижнеэоценовых флишевых отложений Аджаро-Триалетской геосинклинали. Эти важные палеографические изменения явились следствием совместного действия крупных орогенических и эпейрогенических движений. Прилагаемые карточки (Рис. 39 и 40) иллюстрируют вышеизложенное.

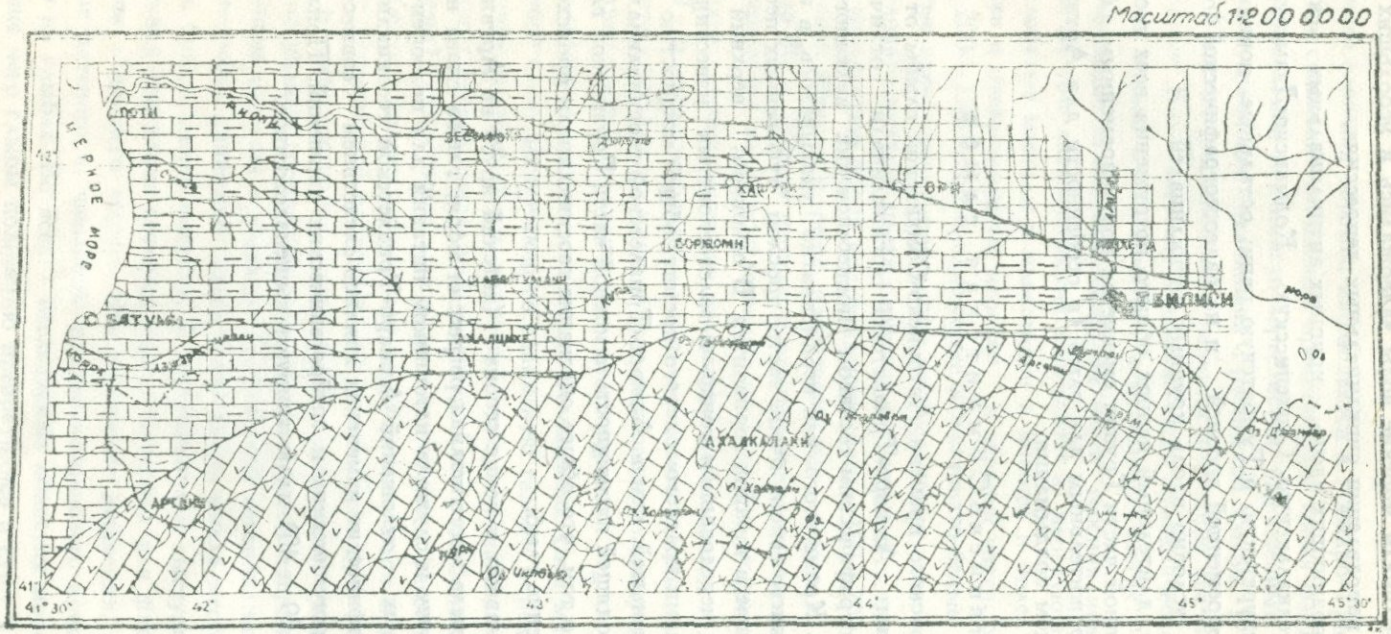
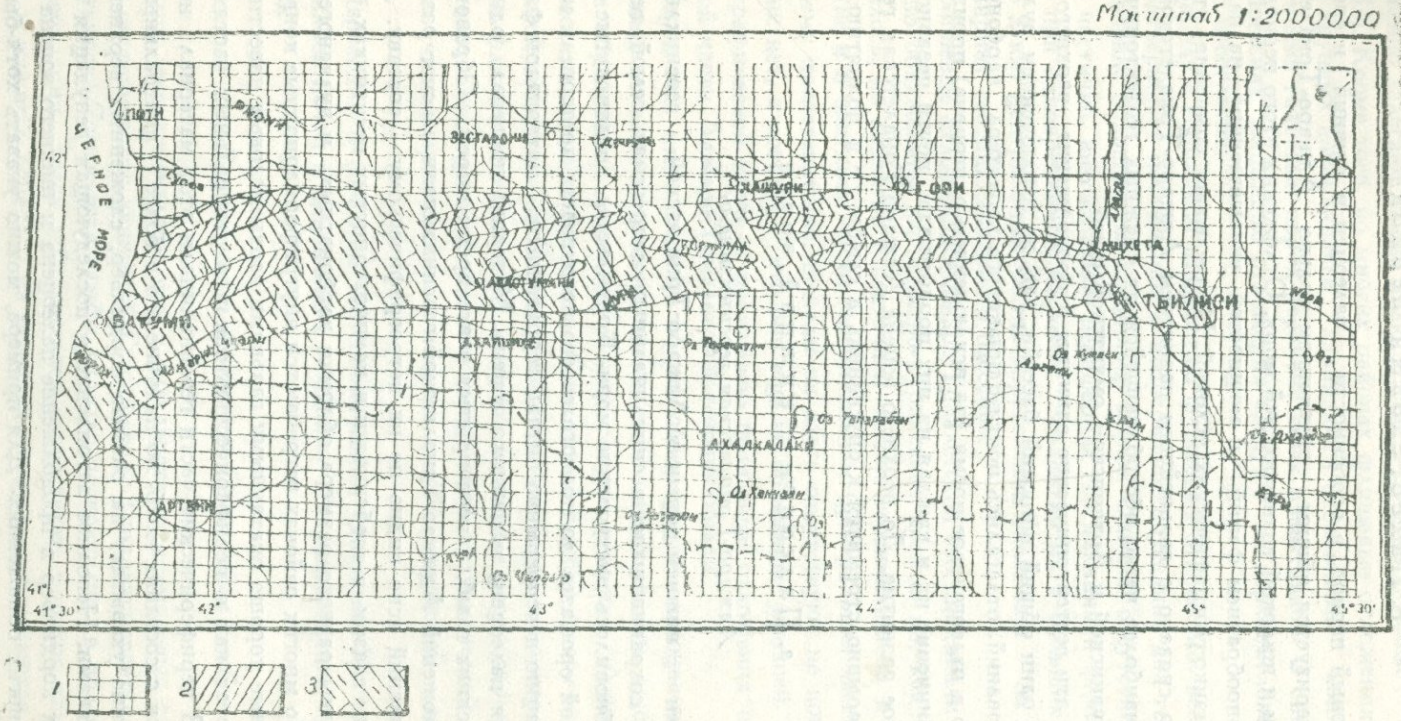


Рис. 39.

Фации среднего эоцена.

1—суша; 2—известняки и мергели; 3—вулканогенные и карбонатные отложения.



1 2 3

Рис. 40.

Фации начала палеоцена.

1—суша; 2—кордильеры; 3—глины и глинистые мергели.

8. Палеогеновый период

Палеогеновый период, в особенности палеоцен и нижний и средний эоцен, характеризуется общим опусканием только Аджаро-Триалетской геосинклинали и широкой трансгрессией моря. Отложения этого периода отличаются разнообразием фаций и мощностей, указывающим на наличие различных физико-географических условий. Не вызывает сомнения, что это явление тесно связано с дальнейшим развитием Аджаро-Триалетской геосинклинали, наиболее четко обособляющейся от смежных геотектонических единиц — Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб.

Если все эти геотектонические единицы в продолжение верхнего мела представляли один общий широкий бассейн, где, за исключением вулканогенных образований, отлагались почти одинакового характера карбонатные отложения, то в палеогеновое время (за исключением олигоцена) произошло резкое разграничение их и каждая из них продолжала почти независимое, индивидуальное развитие. До верхнего эоцена Аджаро-Триалетская геосинклиналь непрерывно стремится к опусканию, а глыбы — к поднятию.

а. Палеоцен — нижний эоцен

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

В палеоцен — нижнем эоцене в Аджаро-Триалетской геосинклинали из бассейнов, сохранившихся в синклинальных депрессиях самой геосинклинали возобновилось наступление моря. Кордильеры, воздвигнутые силами ларамийской орофазы, до полного своего погружения претерпели интенсивную денудацию и непрерывно питали терригенным материалом флишевые отложения палеоцена и нижнего эоцена. Материал поступал одновременно и с соседних глыб, не покрытых в это время морем. Образование флишевых отложений Аджаро-Триалетской геосинклинали за счет размыва меловых отложений ясно видно по их петрографическому составу. Даже невооруженным глазом, в особенности в крупнозернистых песчаниках, прекрасно различимы разного размера обломки карбонатных и вулканогенных пород мела. Во многих районах встречаются внутриформационные конгломераты, сложенные хорошо окатанными гальками верхнемеловых известняков. Это наблюдается как в периферических, так и в центральных частях геосинклинали. В периферические части геосинклинали этот материал несомненно принесен с соседних глыб, но наличие его в более центральных частях определенно указывает на размыв кордильер, сложенных верхнемеловыми известняками. Неполное затопление и последующая денудация некоторых из этих кордильер в продолжение палеоцена и нижнего эоцена ясно заметны во многих обнажениях. Для примера, можно указать хотя-бы Цителкалакскую кордильеру, где на вулканогенной свите среднего мела непо-

средственно залегают также вулканогенные среднеэоценовые образования (рис. 32). Кроме того, во многих районах флишевые отложения в сводовых частях крупных антиклиналей начинаются базальными конгломератами, сложенными гальками пород верхнемеловых известняков. В синклинальных же депрессиях, флишевые отложения следуют за верхнемеловыми, без видимого несогласия.

Наряду с громадной мощностью флишевых отложений, все это лишний раз подтверждает постепенное и непрерывное опускание дна геосинклинали и затопление большинства кордильер морем. Однако, отсутствие на северной и, частично, юго-западной периферии геосинклинали флишевых отложений при одновременном широком развитии их в больших мощностях (около 2 км) центральных частях определенно указывает на незначительную ширину геосинклинального бассейна.

Флишевые отложения Аджаро-Триалетской геосинклинали прослеживаются по обнажениям до Аджаро-Гурийского хребта, но, как уже об этом говорилось, по аналогии с восточной частью геосинклинали, я допускаю их развитие и в западной части геосинклинали (центральная часть Аджарии). По моему представлению, выходы их здесь отсутствуют не потому, что вообще их нет, а потому, что они еще не обнажены эрозией. Поэтому на палеографической карте я показываю флишевые отложения по всей центральной части Аджаро-Триалетской геосинклинали.

Перед тем, как закончить общий обзор фаций палеоценовых и нижнеэоценовых отложений геосинклинали, необходимо указать еще на вулканогенные образования, развитые в зоне соприкосновения Аджаро-Триалетской геосинклинали с Артвинско-Сомхитской глыбой в юго-западной части Телетской антиклинали. Эти образования, как выше говорилось, залегают в самих флишевых отложениях и имеют локальное распространение. Проявление верхнепалеоценовой или нижнеэоценовой вулканической деятельности следует считать предвестником мощной среднеэоценовой магматической эпохи.

Переходим к соседним геотектоническим единицам. Поскольку обе они находились почти в одинаковых условиях, характеристика их дается совместно.

Грузинская и Артвинско-Сомхитская глыбы

Выше уже отмечалось, что в результате верхнемеловых эпейрогенических и орогенических движений Грузинская (подразумевается ее половина) и Артвинско-Сомхитская глыбы надолго превратились в область интенсивной денудации. Здесь действительно отсутствуют морские отложения палеоцена и нижнего эоцена и на больших площадях обнажаются кристаллические породы субстрата глыб, служащие источником питания Аджаро-Триа-

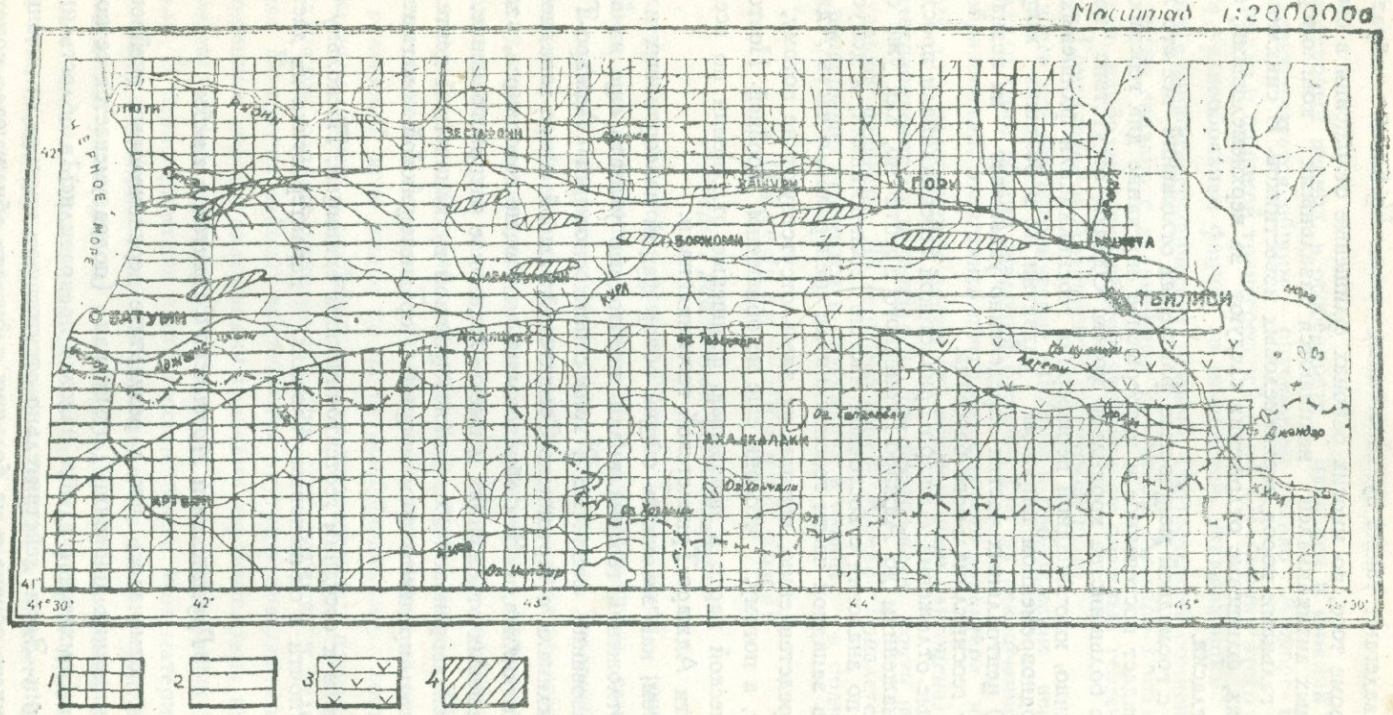


Рис. 41.

Фации палеоцена и нижнего эоцена

1—суша; 2—флишевые отложения; 3—вулканогенные и флишевые образования; 4—кордильеры.

летского геосинклинального бассейна терригенным материалом. Это наглядно доказывается наличием в конгломератах флишевых отложений северной и южной частей Аджаро-Триалетской геосинклинали, галек кристаллических пород Дзирульского и Храмского массивов, а также повсеместным присутствием во флише богатого кварцевого и аркозового материала. Если присутствие гранитных галек может быть следствием локального обнажения кристаллических пород субстрата глыб, то повсеместное распространение аркозового материала, наоборот, определенно говорит за его широкую обнаженность. При этом, большой размер галек кристаллических пород (северная периферия Триалетского хребта, ущелье р. Гардатнис-Атрева и южная периферия этого же хребта, ущелье р. Алгети) ясно указывают на близость размываемых частей Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыб.

b. *Средний эоцен*

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Период среднего эоцена является наиболее важным этапом развития Аджаро-Триалетской геосинклинали, так как именно в это время она достигла максимума своего развития, на что указывают мощность вулканогенных образований (от 3 до 5 км) и широкое их распространение как в самой геосинклинали, так и на юг и юго-запад от нее в области Артвинско-Сомхитской глыбы.

Если в палеоценовое и нижнеэоценовое время геосинклинальный бассейн не достигал до глыб и был замкнут с трех сторон (с севера, юга и востока), то в среднем эоцене он уже стал постепенно расширяться, причем море все больше и больше затопляло центральную и западную части Артвинско-Сомхитской глыбы. В самой Аджаро-Триалетской геосинклинали кордильеры оказались полностью залитыми морем и, таким образом, трансгрессия, начавшаяся в палеоцене, достигла максимума своего развития.

Не менее знаменательным для этого периода является пробуждение и максимальное развитие магматической деятельности, выразившееся в извержении громадной мощности андезитовых лав и их пирокластолитов. В начале эта вулканическая деятельность выразилась в накопление тонкослоистых и туфогенных образований мощностью около 1,5 км, затем она приобрела бурный характер и распространилась по всей геосинклинали, отложив до 5 км мощности толщу андезитовых лав и их массивных туфобрекчий; в конце среднего эоцена (в оверзе) эффузивная активность постепенно ослабела и наконец затухла (верхняя слоистая туфогенная и глинисто-песчанистая свита); магматическая деятельность вступила в интрузивную фазу и произошло внедрение сиенитовых и диоритовых интрузий.

Небольшие изменения фаций среднеэоценовых образований намечаются в юго-восточной части полосы соприкосновения Аджаро-Триалетской

геосинклинали с Артвинско-Сомхитской глыбой (в районе Телетского хребта). Как указывалось в стратиграфической части работы, здесь преобладают терригенные и карбонатные фации, а вулканогенные образования играют подчиненную роль, что, повидимому, было связано с размывом находившейся вблизи суши. Что касается развитых в южной части Тбилисского района «конгломератов запутанного напластования», то они, как уже об этом говорилось, имеют чисто вулканогенное происхождение; встречающиеся в них глыбы различного состава, объема и формы, являются выбросами взрывов подводных вулканов.

В конце среднего эоцена (оверзский век) важным событием в развитии Аджаро-Триалетской геосинклинали было проявление сильной Триалетской орофазы, вызвавшей складкообразование флишевых и вулканогенных осадков геосинклинали и дальнейшее развитие складок, возникших во время ларамийской орофазы в меловых отложениях. Одновременно со складкообразованием произошли общее поднятие всей геосинклинали и регрессия моря в широком масштабе. Повидимому, в этом процессе наряду с орогенными движениями сказались и восходящие эпейрогенические движения, проявившиеся не только в Аджаро-Триалетской геосинклинали, но и в областях глыб. Этим заканчивается среднеэоценовый этап развития Аджаро-Триалетской геосинклинали. Как мы увидим ниже, в последующие периоды Аджаро-Триалетская геосинклиналь начинает постепенно дегенерировать, вступая в новую фазу своего развития.

Артвинско-Сомхитская глыба

В среднем эоцене Артвинско-Сомхитская глыба была тесно связана с Аджаро-Триалетской и Армянской геосинклиналями. Отложения среднего эоцена здесь также представлены вулканогенными образованиями почти тех же фаций, которые имеют развитие в указанных геосинклинальных бассейнах, но только гораздо меньшей мощности (1,5 км). Кроме того, они здесь трансгрессивно перекрывают все древние образования (до кристаллических пород Локского массива), и в основании толщи выделяются чисто терригенные и карбонатные фации, как конгломераты, слюдистые нуммулитовые песчаники и нуммулитовые же известняки (районы Локского массива и г. Шиндляр) незначительной мощности.

Вулканогенная толща уходит на запад из указанных районов под молодые верхнетретичные и четвертичные вулканогенные образования и лавы Ахалкалакского нагорья и снова появляется в долине Куры выше с. Хертвиси, а еще западнее — за Эрушетским нагорьем и Арсианским хребтом в южной части Артвинского массива и далее в области восточной Анатолии. В этих последних районах вулканогенная толща Артвинско-Сомхитской глыбы непосредственно переходит в отложения Аджаро-Триалет-

ской геосинклинали, образуя с ними единую толщу, характеризующуюся лишь меньшей интенсивностью пликативных дислокаций.

По моему представлению, среднеэоценовая вулканогенная толща должна быть развита на Ахалкалакском и Эрушетском нагорьях и на Арсианском хребте. Таким образом, получается, что среднеэоценовым трансгредирующим морем была затоплена преобладающая западная часть Артвинско-Сомхитской глыбы. Что касается восточной части, то о ней, за неимением достаточных данных, трудно сказать что либо определенное, но пример Телетского хребта и Локского массива, где в нижней части вулканогенной толщи развиты терригенные фации, указывает на существование суши и в этой части глыбы. Я полагаю, что восточная часть Артвинско-Сомхитской глыбы и в продолжение среднего эоцена, была областью поднятия.

Грузинская глыба (Южная периферия)

Совершенно иная картина наблюдается на южной периферии Грузинской глыбы, где, если не считать небольшого участка долины Куры около с. Урбниси, среднеэоценовые отложения совершенно отсутствуют. По этой причине имеется основание для предположения, что здесь водного покрова вовсе не было. Преобладание здесь суши подтверждается также наличием в верхнеэоценовых отложениях в северной части Триалетского хребта, начиная от с. Нуниси на западе и кончая с. Норио на востоке, большого количества гранитного материала (розовых гранитов, кварца и полевого шпата), тем более, что в некоторых участках этот материал представлен в слабо переработанном виде. Таким образом, не может быть сомнений в существовании суши в восточной части Грузинской глыбы (Дзирульский массив и Мухранско-Тирипонская долина).

Из-за недостатка соответствующих обнажений, остается неосвещенной юго-западная часть глыбы, но отсутствие среднеэоценовых отложений в центральной части Мегрелии и в Кутаисском районе, также говорит за наличие здесь в это время суши.

Небольшой клочок карбонатных отложений в долине Куры около с. Урбниси (189), я приурочиваю к периферической части трансгредирующего моря Аджаро-Триалетской геосинклинали, а не рассматриваю его как самостоятельную фацию среднеэоценовых образований Грузинской глыбы. По всей вероятности, они здесь не имеют широкого распространения и приурочены к полосе соприкосновения Аджаро-Триалетской геосинклинали с Грузинской глыбой; на это также указывают прослои мергелей и кварцевых песчаников в среднеэоценовых вулканогенных образованиях Триалетского хребта в Цителкалакском и Мцхетском районах. В результате Триалетской орогенической фазы и эпейрогенических восходящих доприобонских движений Грузинская глыба испытала дальнейшее поднятие и стала областью интенсивной денудации: Аджаро-Триалетская геосинклиналь была оставле-

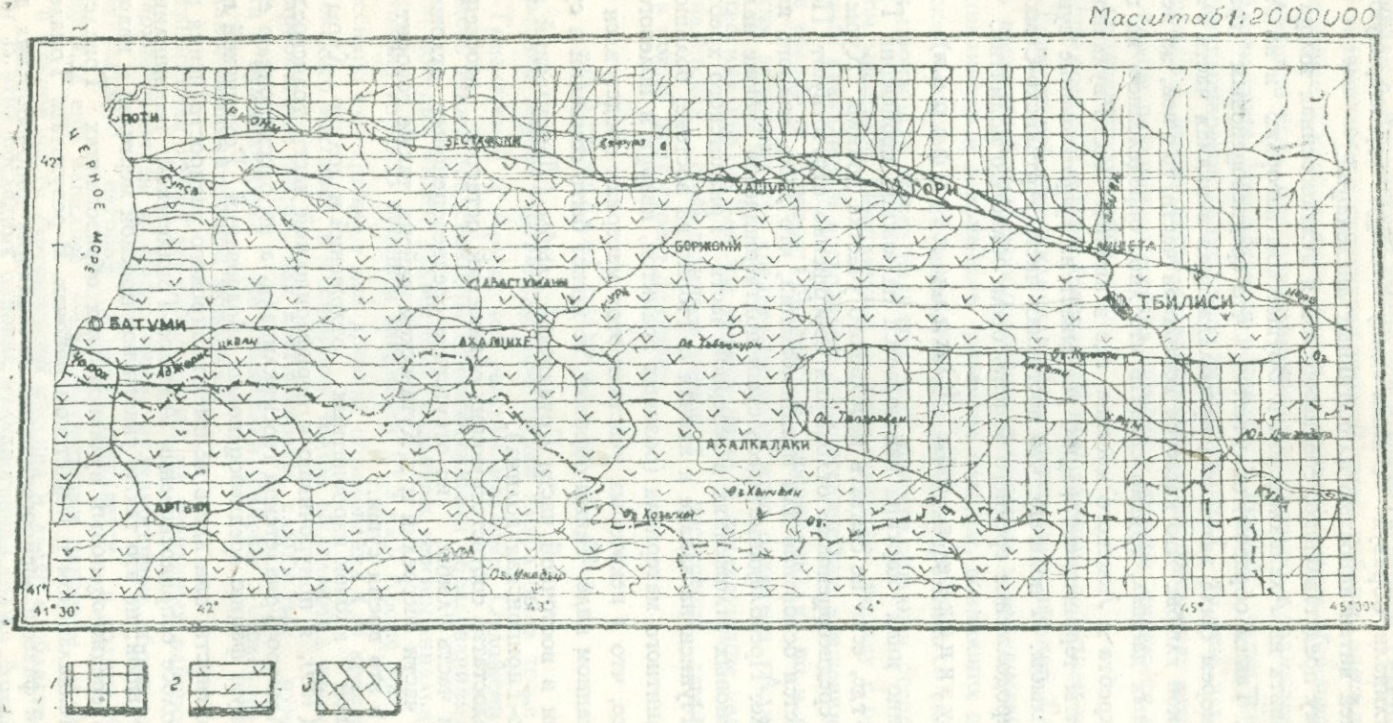


Рис. 42.

Фации среднего эоцена

1—суша; 2—вулканогенные образования; 3—карбонатные отложения.

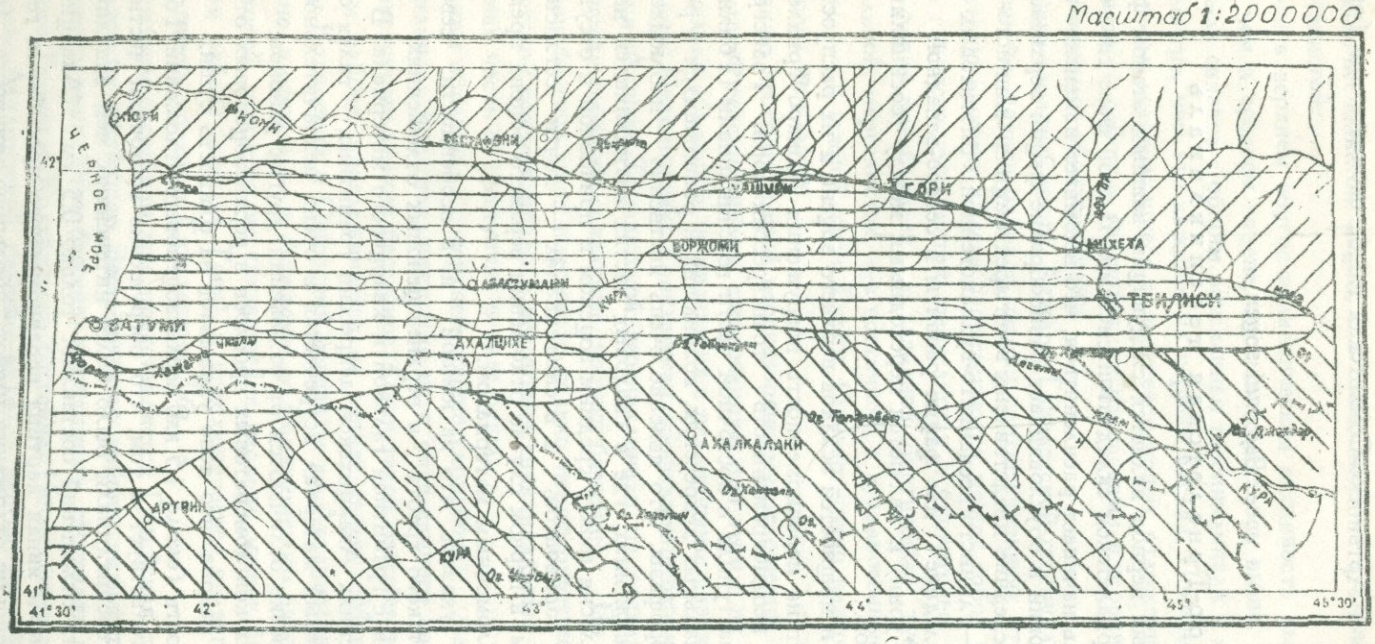


Рис. 43.

Геотектоническая схема предприабонской эпохи

1—Грузинская глыба; 2—Аджаро-Триалетская геосинклиналь; 3—Артвинско-Сомхитская глыба.

на морем временно, а Артвинско-Сомхитская глыба окончательно (рис. 42 и 43).

с. Верхний эоцен

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Верхнеэоценовый период является следующим важным этапом формирования Аджаро-Триалетской складчатой системы. В этой фазе своего развития геосинклиналь начинает расчленяться, что вызывает изменение палеогеографических условий и обусловливает разнообразие фаций верхнеэоценовых отложений. Последние представлены в четырех фациях: глинисто-песчанистой, смешанной—глинисто-песчанисто-вулканогенной, биотитовых туфов и мергелистой. Последние две фации развиты в северо-западной части геосинклинали (в Гурии) и являются переходными между геосинклиналью и Грузинской глыбой.

Анализ фаций и мощностей осадков верхнего эоцена и их распространение ясно указывают на неравномерность погружения Аджаро-Триалетской геосинклинали и на неодновременность трансгрессии моря. Трансгрессия в первую очередь наступила в восточной части геосинклинали (Тбилисский район) и в синклинальных депрессиях, возникших и развившихся в результате Триалетской орофазы. Это явление очень явственно наблюдается в многочисленных обнажениях, где в сводовых частях антиклиналей намечаются угловые несогласия между средним эоценом и приабоной и отсутствие в приабоне нижних горизонтов, а в синклиналях — почти согласное их залегание. При этом, в первом случае отложения верхнего эоцена представлены более грубообломочным материалом.

Важно также указать, что на южной и, в особенности, северной периферии Триалетского хребта в верхнеэоценовых отложениях очень много конгломератов с гранитной галькой и кварцевого материала. В верхнеэоценовых отложениях Ахалцихской депрессии гранитных галек совершенно нет, а кварцевый материал встречается в очень незначительном количестве, чем они резко отличаются от отложений других районов. Особенно много мощных конгломератовых прослоев в верхнеэоценовых отложениях Манглисского района, что ясно указывает на близость суши.

Большая мощность (около 1,5 км) верхнеэоценовых отложений Тбилисского района свидетельствует о том, что погружение восточной части Аджаро-Триалетской геосинклинали было более интенсивно, чем западных ее частей, где мощность отложений составляет только 0,5 км (Ахалцихская депрессия). Перед нами явная картина неравномерного прогибания геосинклинали. Верхнеэоценовые отложения имеют большую мощность (около 1,2 км) также в северной части Триалетского хребта (Атенское ущелье) и в западной части Ахалцихской депрессии, но они здесь представлены уже не

в глинисто-песчанистой фации, а в смешанной — вулканогенной и глинисто-песчанистой.

Хотя в верхнем эоцене вулканическая активность выражалась гораздо слабее, чем в среднем эоцене, но, как отмечалось выше, эта эффузивная фаза была связана с общим опусканием геосинклинали и имела более широкое развитие, чем это кажется на первый взгляд. Повидимому, вулканогенные породы, встречающиеся в верхнеэоценовых отложениях Тбилисского и Манглисского районов, являются не граувакками, а первичными подводными вулканогенными образованиями.

В юго-западной части Аджаро-Триалетской геосинклинали (в Гурии), в отличие от других районов, фации верхнеэоценовых отложений дают более пеструю картину. Здесь переплетаются между собой фации: вулканогенная, глинисто-песчанистая, мергелистая и биотитовых туфов. Вулканогенная фация преобладает в западной, биотитовые туфы и мергели — в центральной, мергелистые —в восточной, а вулканогенные и глинистые-песчанистые — в южной части Гурии. Однако, точно разграничить их между собой пока не удается.

Такую пестроту фаций верхнеэоценовых отложений, по всей Аджаро-Триалетской геосинклинали, сопряженную при этом с их различной мощностью, нельзя объяснить не увязав их с различными физико-географическими условиями. Повидимому, Триалетская орофаза подготовила почву для расчленения Аджаро-Триалетской геосинклинали на отдельные, быть может даже между собой не связанные, водные бассейны. По моему представлению, приабонское море покрывало только периферические части Аджаро-Триалетской геосинклинали и некоторые синклинальные депрессии, а вся остальная часть ее выступала в виде суши.

Таким образом, в верхнем эоцене (приабоне) Аджаро-Триалетская геосинклиналь представляется мне не в виде единого бассейна, а в виде многочисленных мелких бассейнов. Один такой бассейн, намеченный в Тбилисском районе, прослеживается на западе через Манглиси, Бакуриани, Тори и Кодинский и Ошорский перевалы до Ахалцихской депрессии включительно, а отсюда — в Аджарию до Горджомского района.

Второй, вероятно не связанный с первым, может быть намечен в Горийском районе (ущелье Тана), и прослеживается на запад через с. Нуниси до района урочища Сахвлари и Тба.

Третьим бассейном мне представляется Гурийская депрессия, протягивающаяся на восток до Зестафонского района включительно, а на запад до Черного моря. Этот бассейн, повидимому, составлял южную половину большого Гурийско-Колхидского бассейна. Не исключена возможность, что Тбилисско-Ахалцихский бассейн являлся частью бассейна, находившегося в северной части Артвинско-Сомхитской глыбы.

Кроме этих более или менее крупных бассейнов в области Аджаро-Триалетской геосинклинали существовали также относительно мелкие, приуроченные к крупным синклинальным депрессиям.

В конце верхнего эоцена в Аджаро-Триалетской геосинклинали происходят складкообразование (пиренейская орофаза) и регрессия моря, вследствие чего полностью осушаются (почти навсегда) мелкие бассейны, а частично (временно) и выше перечисленные более крупные бассейны. Остаются лагунного типа полузамкнутые водоемы, которые в дальнейшем (в олигоцене) опять расширились. В результате пиренейской орофазы Аджаро-Триалетская геосинклиналь частично консолидировалась; от геосинклинали оказалась отчлененной северная часть Гурийской депрессии и узкая полоса левобережья р. Чхеримела между Зестафони и Сурами, консолидировавшаяся и припаявшаяся к Грузинской глыбе.

Грузинская глыба

В верхнем эоцене Грузинская глыба лишь частично покрылась мелководным морем, а большая ее часть оставалась сушей. Морские отложения этого периода известны западнее Дзирульского массива в области современной Колхидской низменности, где они представлены мергелистыми фациями. Сам Дзирульский массив (правильнее, Дзирульская зона) и вся восточная часть Грузинской глыбы, за исключением прилегающей к Аджаро-Триалетской геосинклинали узкой южной полосы, как уже отмечалось, представляла собой сушу, где обнажались кристаллические породы субстрата глыбы, питавшие терригенным материалом Горийско-Сахвларский и, частично, восточную часть Тбилисско-Ахалцихского бассейнов. Существование этой суши убедительно доказывается преобладающим развитием в верхнеэоценовых отложениях северной части Триалетского хребта аркозовых и кварцево-нуммулитовых песчаников и конгломератов с гальками кристаллических пород Грузинской глыбы.

Море Колхидской низменности, как уже отмечалось выше, непосредственно соединялось с морем Гурийской депрессии, но в отличие от этой последней, в нем в основном отлагались мергели.

Артвинско-Сомхитская глыба

Палеогеография Артвинско-Сомхитской глыбы в верхнем эоцене сложнее, чем на Грузинской глыбе. Здесь более или менее определенно намечается один выступ суши Храмско-Локского массива (Болнисская зона) и два небольших водных бассейна — Асуретский и Хертвинский.

Храмско-Локская суша легко устанавливается отсутствием здесь верхнеэоценовых отложений вообще и, что самое главное, наличием многочис-

ленных и мощных конгломератовых пластов и прослоев в верхнеэоценовых отложениях Манглисского района. Не исключена возможность, что большая восточная часть Ахалкалакского нагорья (Джавахетская зона) вместе с Болнисской зоной, представляла собой единую сушу. По моему представлению, вся Борчалинская равнина в то время находилась под водой и вместе с Асуретской зоной и Тбилисским и Манглисским районами составляла один бассейн.

Наличие верхнеэоценовых отложений в районе с. Хертвиси и к югу от него, указывает на существование здесь залива и на связь между бассейнами, Ахалцихской депрессии и южных частей Эрушетского нагорья и Армянского хребта. Наметить точно контуры этого залива и Восточно-Анатолийского бассейна, нет возможности. Во всяком случае, залив должен захватывать также западную часть Ахалкалакского нагорья. Отсутствие, или скорее незначительное количество в верхнеэоценовых отложениях Ахалцихской депрессии аркозового материала, следует объяснить не отсутствием суши в области Артвинско-Сомхитской глыбы, а необнаженностью кристаллических пород субстрата глыбы, перекрытых вулканогенными образованиями среднего эоцена. Гранитный материал появился в Ахалцихской депрессии в значительном количестве позже — в нижнем миоцене.

Вышеприведенный краткий обзор палеогеографии верхнеэоценового времени, ясно указывает на сложность ее по сравнению с прошлыми эпохами. Картина еще больше осложняется, по сравнению со средним эоценом благодаря довольно мощной пиренейской орофазе и связанной с ней регрессии. Мелководность (грубозернистость и гипсоносность), характерная для верхнеэоценовых терригенных отложений, изменчивая мощность и быстрая смена фаций в горизонтальном и вертикальном направлениях, также ясно указывают на существование многочисленных участков суши, питавших столь-же многочисленные мелкие бассейны.

Эта обстановка, по мере возможности, отражена на прилагаемой карточке рис. 44, а рис. 45 резюмирует геотектоническую обстановку южной части Грузии в предолигоценовую эпоху.

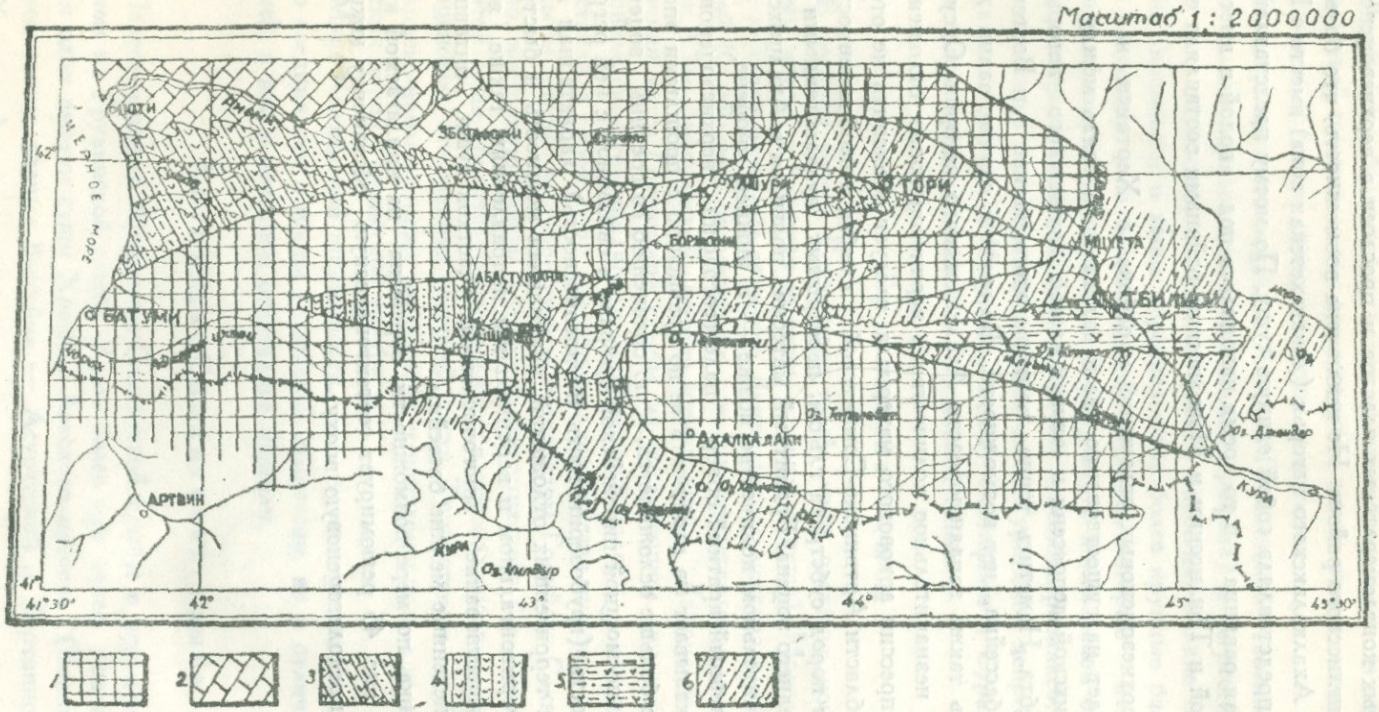


Рис. 44.

Фации приабоны

1—суша; 2—мергели, 3—мергели; биотитовые туфы и вулканогенные образования Гурийской депрессии; 4—вулканогенные и глинисто-песчанистые отложения (адигенская свита); 5—глинисто-песчанистые отложения с прослоями вулканогенных пород; 6—глинисто-песчанистые отложения.

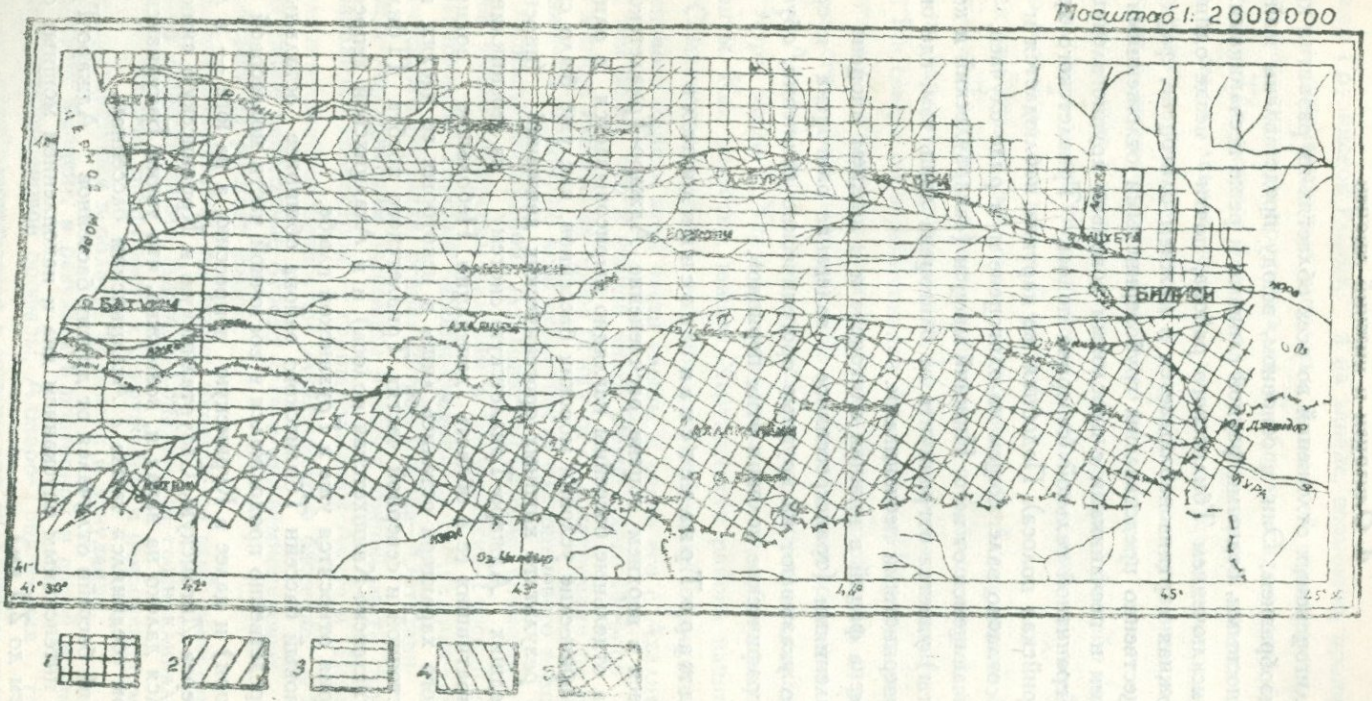


Рис. 45.

Геотектоническая схема предолигоценовой эпохи

1—Грузинская глыба; 2—консолидированные участки геосинклинали; 3—Аджаро-Триалетская геосинклиналь; 4—частично консолидированные участки геосинклинали; 5—Артвинско-Сомхитская глыба.

d. Олигоцен и нижний миоцен

Фации олигоценовых отложений во всех областях их развития характеризуются однообразием. Они, в основном, всюду представлены майкопского типа гипсоносными, бедными фауной глинами и реже песчаниками. Мощность их, за исключением Тбилисского района, почти везде одинаковая.

Более сложная картина наблюдается в нижнем олигоцене, фации которого преимущественно представлены грубозернистыми отложениями: кварцевыми песками и песчаниками с прослоями довольно крупногалечных конгломератов с гранитной галькой (северная полоса Триалетского хребта и Мцхетско-Норийская полоса). Подобная же картина наблюдается и в нижнем миоцене, согласно залегающем на олигоцене и, в ряде случаев, фациально не отличающемся от него. Нижний миоцен (сакараульский и коцахурский горизонты) удается отграничить от олигоцена лишь там, где он представлен грубозернистыми песчаниками.

Резкая смена фаций в нижнем олигоцене и в нижнем миоцене вместе с другими явлениями (трансгрессивное залегание олигоцена и среднего миоцена) ясно указывают на крупные орогенические движения, обусловившие палеогеографические условия этих периодов.

Аджаро-Триалетская геосинклиналь

Начавшееся в верхнем эоцене расчленение Аджаро-Триалетской геосинклинали на отдельные бассейны наглядно вырисовывается в олигоцене. Физико-географические условия морских бассейнов, как уже было сказано, изменились в результате крупных орогенических движений (пиренейская орофаза) выведших Аджаро-Триалетскую систему из геосинклинальной стадии и превративших ее в область денудации. Небольшие водные бассейны лагунного характера остались лишь в некоторых ее частях, как например, в восточной и северной частях Триалетского хребта (Тбилисский район и Кавтисхевско-Квишхетская полоса) и в Ахалцихской депрессии. В это время Гурия относится уже к Грузинской глыбе.

Олигоценовый бассейн Тбилисского района обширнее остальных и на востоке непосредственно продолжался в восточной части молассовой зоны (долина р. Иори) и далее в Куринскую депрессию, а на юге — в Асуретскую зону. Через Дигомскую, Сабурталинскую и Крцанисскую синклинали он продолжался далеко на запад и, возможно, что узким Бакурианско-Торским проливом соединялся также с Ахалцихским бассейном.

Тбилисский бассейн отличался от других бассейнов Аджаро-Триалетской системы интенсивным опусканием дна и накоплением мощных отложений (в среднем до 2,5 км).

Кавтисхевско-Квишхетский бассейн ограничивался на юге сушей Триалетского хребта; на севере он непосредственно сливался с олигоценовым

бассейном Грузинской глыбы, а на западе, возможно, проникал узкими заливами в синклинальные депрессии и, по всей вероятности, западнее Нунисского меридиана не продолжался. В общем, осадки этого бассейна схожи с таковыми Тбилисского бассейна, отличаясь от них только меньшей мощностью и, самое главное, наличем хорошо представленных нижнемиоценовых песчаников сакараульского и коцахурского горизонтов, фациально замещающих олигоценовые, майкопского типа, глины.

По сравнению с вышеописанным, Ахалцихский бассейн был более замкнутым, а также менее гипсоносным; с этим явлением, по всей вероятности, связано богатство его морской фауной.

Как уже отмечалось, очень возможно, что Ахалцихский бассейн узким Бакурианско-Торским заливом соединялся с Тбилисским бассейном, но на западе, по нашему представлению, он не продолжался далее Адигенского района. На севере он ограничивался Ахалцихско-Имеретинским возвышением. Южная его граница характеризуется более сложными условиями. Из Ахалцихского района олигоценовые отложения непосредственно прослеживаются в Аспиндзский район, причем самые южные их выходы имеются в долине Куры около с. Хертвиси, откуда уходят под образования годердзской свиты. Как известно, южнее Хертвисского района начинается Артвинско-Сомхитская глыба и нет никакого основания отрицать продолжение олигоценового моря в этой части глыбы и связь его с Ахалцихским бассейном, тем более, что в южной части Эрушетского нагорья наблюдаются выходы мягких глинистых пород (к югу от с. Джакисмани, по правобережью р. Посхови—Турция), по всей вероятности олигоценового возраста.

Из Аспиндзского района Ахалцихский бассейн, возможно, продолжался на восток узким Ошорским заливом в Бакурианско-Торский район. Вероятно Бакурианско-Торский бассейн соединялся с Ахалцихским и со стороны Кодманского перевала, огибая остров Ошора—Ортатави.

Между Ахалцихским бассейном и морем южной части Эрушетского нагорья находился полуостров — горные массивы Акута и Шабанебели.

Отличительной особенностью Ахалцихского бассейна в этом периоде является также накопление бурого угля в нижнемиоценовых отложениях, что указывает на расцвет флоры.

Все вышеизложенное, по моему мнению, со всей ясностью характеризует конец существования Аджаро-Триалетской геосинклинали, уже потерявшей в олигоцене способность к погружению и накоплению мощных осадков и превратившуюся в область поднятия и денудации.

В нижнем миоцене, в результате повторной и самой мощной для Грузии предсреднемиоценовой орофазы, Аджаро-Триалетская геосинклиналь окончательно преобразовывается в интенсивно складчатую горную систему.

Грузинская глыба

Если Грузинская глыба в продолжение палеоцена и эоцена затоплялась морем лишь временами, и то частично, и большей частью оставалась сушей, питавшей геосинклинальные бассейны южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии терригенным материалом, то в олигоцене и, в особенности, в миоцене, она стала областью погружения и накопления морских терригенных осадков, сносившихся с этих бывших геосинклиналей. Произошла миграция морей и смена ролей, но Грузинская глыба попрежнему осталась жестким геологическим телом.

Однако, в олигоцене Грузинская глыба не была полностью залита водой; определенно можно сказать, что Дзирульский массив еще оставался сушей, хотя в значительно уменьшенных размерах. Остальные части Грузинской глыбы в нижнем олигоцене водой залиты не были, но в среднем олигоцене они уже полностью перекрывались нараставшей трансгрессией моря. Таковыми были на западе Колхидская низменность, а на востоке Мухранско-Тирипонская долина и вся восточная часть молассовой зоны. Эти два бассейна соединялись между собой на севере узким Рачинско-Лечхумским проливом и его восточным продолжением, а на юге разобщались Карталинским, тогда еще невысоким, хребтом. Колхидское море захватывало и всю Гурийскую депрессию, а Тирипонско-Мухранский бассейн непосредственно сливался с Кавтисхевско-Нунисским и Тбилисским бассейнами.

Грубозернистость и наличие большого количества кварца в отложениях нижнего миоцена, определенно указывают на обмеление и регрессию моря. Однако, поскольку кварцевый и вообще гранитный материал мог отложиться здесь и за счет размыва содержащих в большом количестве этот материал верхнеэоценовых отложений, трудно сказать произошло ли полное осушение этих бассейнов с обнажением кристаллического субстрата глыбы. Я склонен думать, что кристаллические породы еще не успели обнажиться и последовавшая среднемиоценовая трансгрессия застала в этих бассейнах, в особенности в молассовой зоне, олигоценовые отложения. Эта часть Грузинской глыбы уже начала интенсивно погружаться, но природу молассовой зоны, еще не приобрела, поскольку, геосинклиналь южного склона не была достаточно высоко приподнята и не давала грубый материал в значительном количестве. Большое количество грубообломочного материала в олигоценовых отложениях южной полосы Гурийской депрессии, указывает на сравнительно высокое гипсометрическое положение Аджаро-Гурийского хребта.

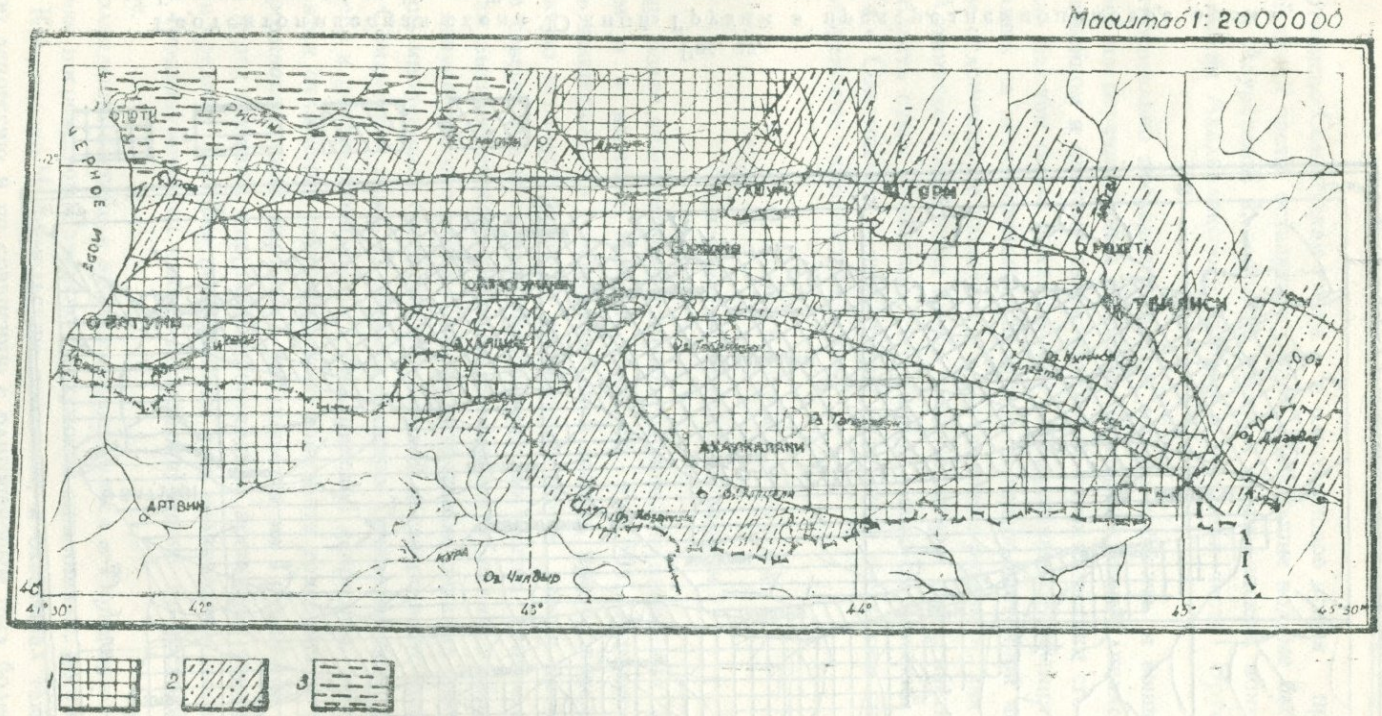


Рис. 46.

Фации олигоцена.

1—суша; 2—глины и песчаники; 3—глины.

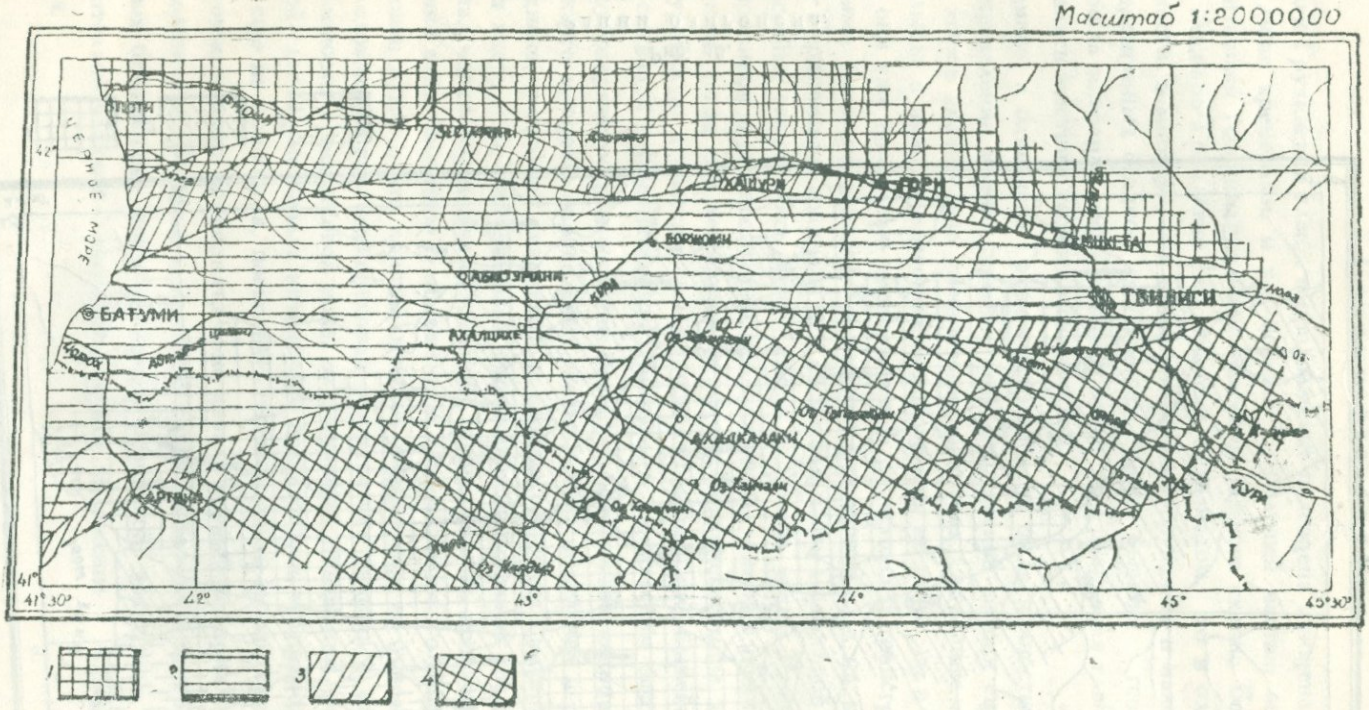


Рис. 47.

Геотектоническая схема Южной Грузии в предсреднемиоценовое время
1—Грузинская глыба; 2—Аджаро-Триалетская складчатая система; 3—консолидированная часть геосинклинали; 4—Артвинско-Сомхитская глыба.

Артвинско-Сомхитская глыба

Артвинско-Сомхитская глыба в олигоценовое время продолжает, в большей своей части, оставаться сушей. Небольшие водные бассейны намечаются в Асуретской и, вероятно также в Борчалинской, зонах, в юго-западной части Ахалкалакского нагорья и в южной части Эрушетского нагорья.

Относительно последнего нельзя ничего добавить к вышесказанному, а первый из перечисленных бассейнов непосредственно сливался с Тбилисским бассейном и поэтому самостоятельной характеристики его мы не даем, что было бы тем более излишне, что олигоценовые отложения здесь обнажены лишь на незначительных площадях в северо-восточной части. Олигоценовые отложения не известны и в Артвинском районе и, как уже отмечалось, Артвинско-Сомхитская глыба преобладающей своей частью представляла область суши. Возможно, что Ахалкалакско-Эрушетский бассейн соединялся с Ольтинским олигоценовым бассейном, где также широко развиты олигоценовые гипсоносные глины.

9. Неогеновый период

а. Средний и верхний миоцен

Еще более значительные палеогеографические изменения произошли в среднем и в верхнем миоцене (рис. 48, 49, 50). Аджаро-Триалетская область вышедшая из геосинклинальной стадии, преобразовалась в горно-складчатую страну; средне- и верхнемиоценовые моря проникали в нее лишь в северной и восточной периферических частях Триалетского хребта. Занимая высокое гипсометрическое положение и, являясь областью интенсивной денудации, она стала служить источником питания обломочным материалом миоценовых бассейнов Грузинской и северо-восточной части Артвинско-Сомхитской глыб. В области Аджаро-Триалетии оставалось небольшое озеро в центральной части Ахалцихской депрессии, где продолжали накоплятся отложения пестроцветного горизонта годердзской свиты.

Противоположная картина наблюдается на Грузинской глыбе, где только перед средним миоценом происходило временное поднятие, сменившееся в среднем миоцене погружением под мелководное море, своей площадью (подразумевается южная периферия) много превосходившее олигоценовое.

Колхидский бассейн в это время соединялся с Тирипонско-Мухранским не только посредством Рачинско-Лечхумской синклинали, но узким и неглубоким Квирильско-Чхеримельским проливом, и охватывал также всю Гурийскую депрессию и по сравнению с олигоценовым был более мелководным.

Тирипонско-Мухранский бассейн, после небольшого перерыва в конце нижнего миоцена, восстановился в своих прежних границах и, постепенно углубляясь в восточном направлении, оформился в межгорную депрессию. Таким образом, Грузинская глыба в этой своей части, вследствие накопления сносимых в основном с Главного Кавказского хребта мощных терригенных отложений, а также в результате надвигания этого хребта с севера на юг, опустилась и перестала служить непреодолимым препятствием для сжимающих ее сил. Этим объясняется интенсивное сжатие отложений молассовой зоны.

Артвинско-Сомхитская глыба в нижнем и в среднем миоцене и, забегая немного вперед, в плиоцене и в четвертичном периоде стала областью мощной вулканической деятельности, вследствие чего в центральной ее части (Джавахетская зона) накопились громадной мощности континентальные вулканогенные образования разного состава. Она расчленялась на три крупные зоны: Артвинскую, Джавахетскую и Болнисскую. Асуретская и Борчалинская зоны, выделившиеся в верхнем эоцене и в олигоцене, в средне- и верхнемиоценовое время продолжали свое формирование и все более тяготели к молассовой зоне.

В верхнем сармате в области Грузинской глыбы происходит регрессия моря и Колхидский и Мухранско-Тирипонский бассейны обособляются. После этого восточная часть Грузинской глыбы, как область накопления утратила связь с западной частью и каждая продолжала развиваться независимо, образуя самостоятельные бассейны накопления мощных грубообломочных миоплиоценовых конгломератов, песчаников и глин. В этом отношении особо четко выделялась молассовая зона, где жесткий субстрат Грузинской глыбы погружался более интенсивно и толща накопившихся отложений достигла мощности около 4 км. Дзирульская зона, после верхнего сармата разъединяющая эти две депрессии Грузинской глыбы, стала выполнять роль моста между Большим Кавказом и Антикавказом.

Средне- и верхнемиоценовые орогенические и эпейрогенические движения еще больше сжимают и приподымают Аджаро-Триалетскую систему, окончательно оформляя ее в сильно складчатую высокогорную страну. Исключение составляло ее восточное окончание (левобережье Куры), которое в среднем миоцене и в начале верхнего миоцена претерпело погружение и подпало под влияние молассовой зоны, а в верхнем сармате снова приподнялось.

Несколько иная картина наблюдается в Кавтисхевской подзоне (по правобережью Куры), куда среднемиоценовая трансгрессия дошла только в среднем и верхнем сармате: в это время эта область уже тяготела к молассовой зоне.

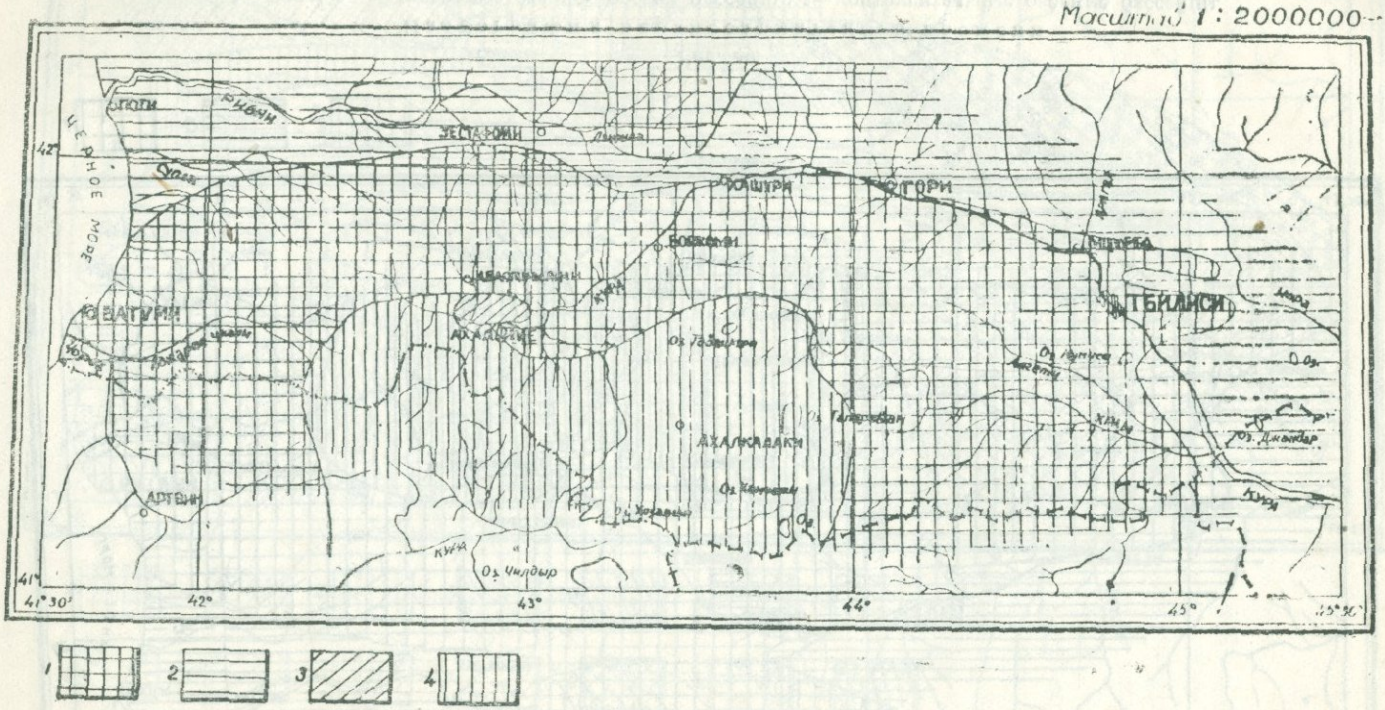


Рис. 48.

Палеогеография среднемиоценового времени

1—суша; 2—мелководные морские бассейны; 3—реликты нижнемиоценового моря; 4—континентальные озерные бассейны.

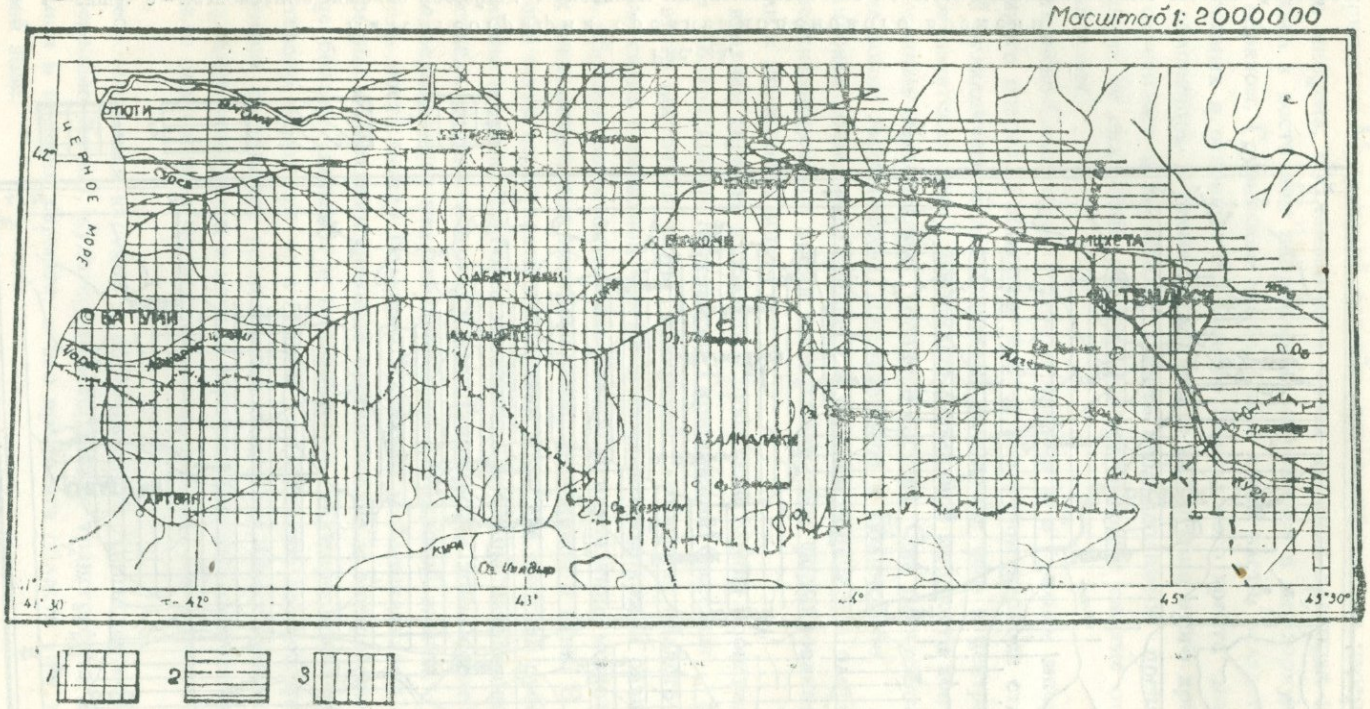


Рис. 49.

Палеогеография верхнесарматского времени

1—суша; 2—мелководные озерно-морские бассейны; 3—континентальные озерные бассейны.

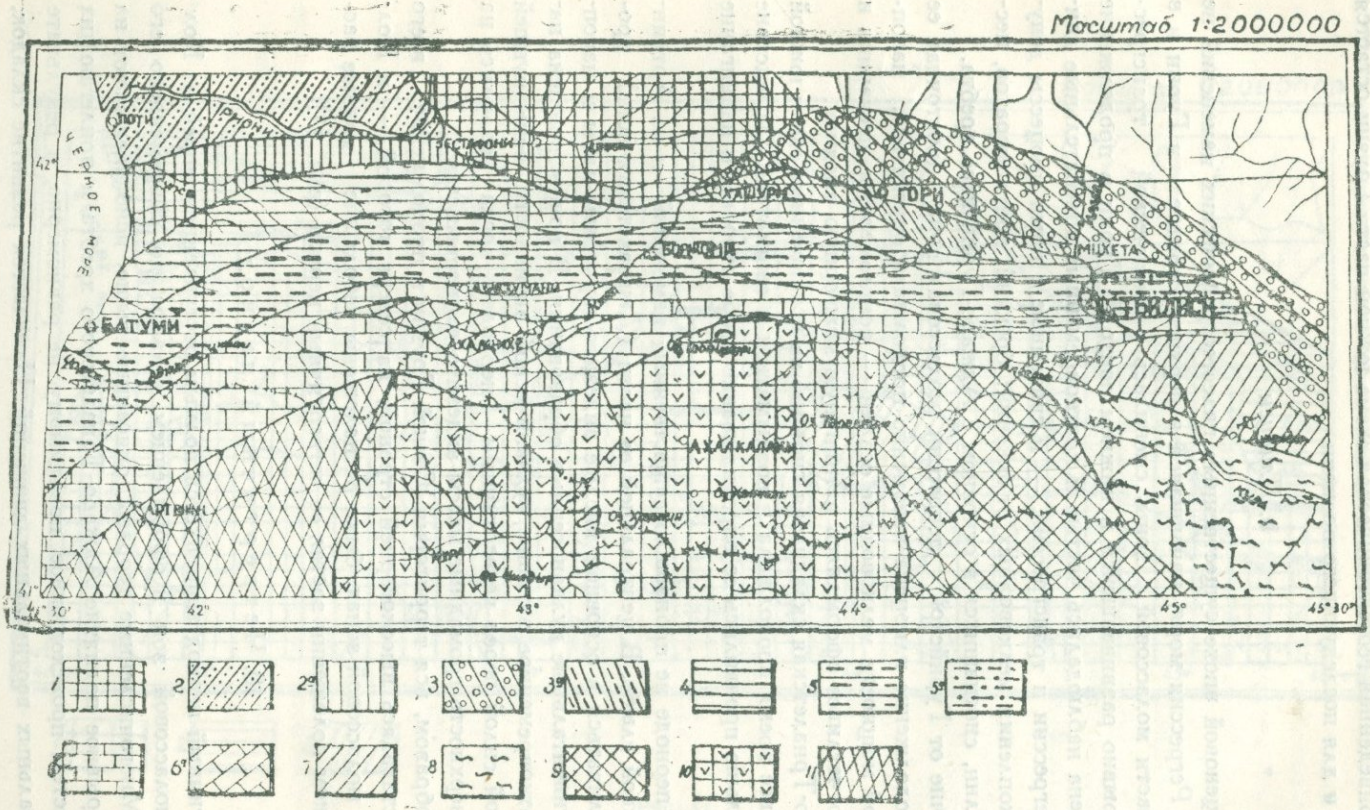


Рис. 50. Геотектоническая схема южной части Грузии в конце сармата.

I—Грузинская глыба: 1 Двирульская зона; 2—Колхидская зона, 2а) Гурийская депрессия; 3—Молассовая зона, 3а) Кавтисхевская подзона. II. Аджаро-Триалетская складчатая система: 4) Северная зона; 5) Центральная зона; 5а) Тбилисско-Сартичальская подзона; 6) Южная зона; 6а) Ахалцихская депрессия. III—Артвинско-Сомхитская зона: 9) Болниеская зона; 10) Джавахетская зона и 11) Артвинская зона.

Вышеприведенная геотектоническая схема южной части Грузии остается неизменной и для последующего времени.

b. *Плиоцен*

В плиоценовой эпохе существенных палеогеографических изменений не произошло. Регрессия моря, начавшаяся в верхнем сармате в Гурии и в восточной части молассовой зоны, сменилась мэотической трансгрессией, непрерывно развивавшейся в нижнем понте. В Гурии в продолжение всего плиоцена наблюдались частые и кратковременные колебательные движения — регрессии и трансгрессии, — и связанные с ними процессы денудации и накопления мелководных отложений: брекчий, конгломератов, песчаников и глин, сносившихся в основном с Аджаро-Гурийского хребта.

В отличие от Гурийской депрессии, молассовая зона (восточная ее часть) в продолжение плиоцена неизменно продолжала опускаться, накопляя огромной мощности мелководные осадки — конгломераты, песчаники и глины, все отчетливее оформляясь в типичную межгорную впадину.

Аджаро-Триалетская складчатая система, за исключением своей южной периферии, все время продолжала воздыматься и сжиматься, вследствие чего еще больше проявились ее опрокидывание в обе стороны и надвигание на север.

В этом периоде не произошло существенных изменений и на Артвинско-Сомхитской глыбе. В центральной ее части (Джавахетская зона) продолжали изливаться в основном кислые андезито-дацитовые лавы и накоплялись континентальные вулканогенные образования. В конце плиоцена наступило кратковременное затишье вулканической активности, вспыхнувшей опять с новой силой перед четвертичным периодом, когда излились на дневную поверхность громадные массы андезито-дацитовых лав.

Таким образом, вся территория Южной Грузии в продолжение всего плиоцена оставалась высокогорной страной, на севере которой — в Колхидской и в молассовой зонах, были расположены небольшие водные бассейны. В таком положении застал ее четвертичный период (рис. 51).

10. Четвертичный период

Четвертичный период знаменуется полным отступлением морей из Колхидской и молассовой зон и оформлением рельефа до современного его состояния. Многочисленные террасы, описанные выше, ясно указывают на почти непрерывное поднятие Аджаро-Триалетского хребта и прилегающих к нему областей, происходившее, повидимому, не равномерно, в результате дифференциальных вертикальных движений. Намечается развитие складок,

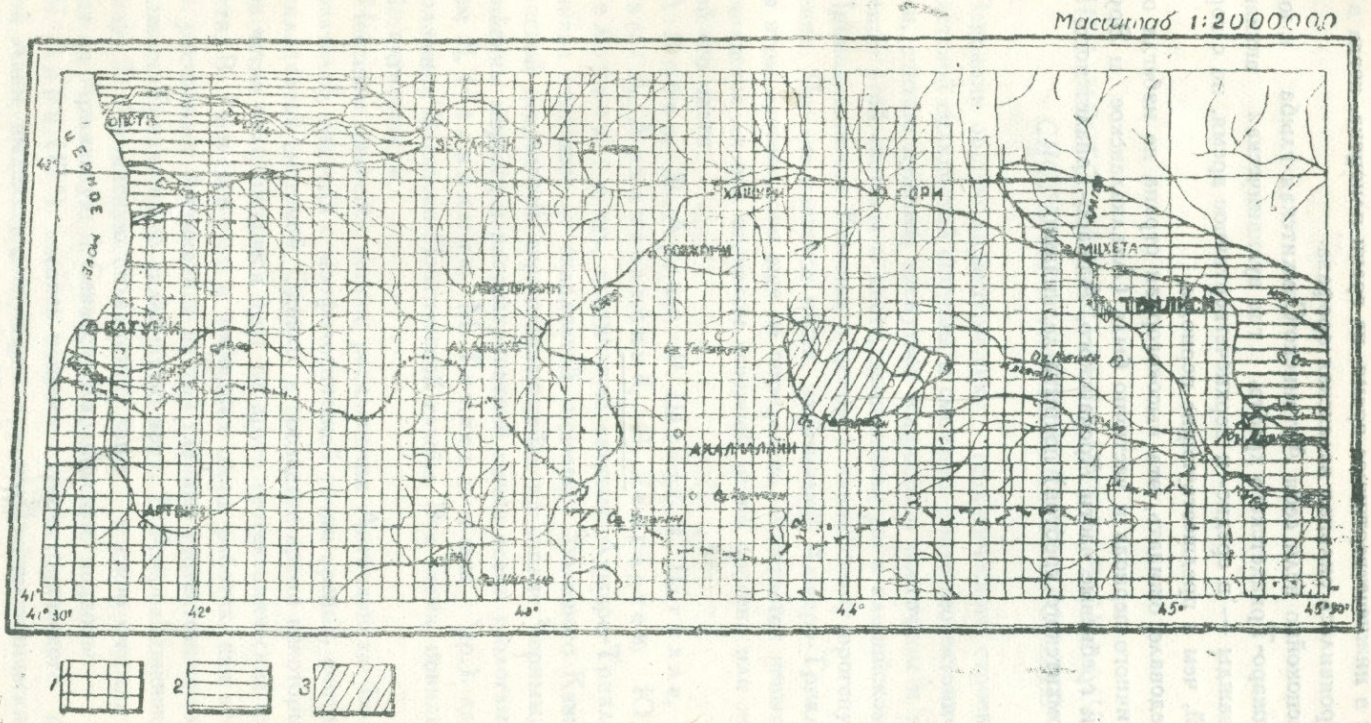


Рис. 51.
Палеогеография плиоценовой эпохи
1—суша; 2—межгорные депрессии; 3—Цалкинское озеро.

в особенности в нижнечетвертичное время, на грани плиоцена, когда в Грузии вообще проявилась сильная валахская орофаза.

Опять неспокойно вели себя Артвинско-Сомхитская глыба и южная периферия Аджаро-Триалетского хребта, где вулканическая активность вспыхивала дважды — в средне- и верхнечетвертичное время, но с гораздо меньшей силой, чем в предшествующие периоды.

Как и следовало ожидать, эта высокогорная страна не избегла оледенений четвертичного периода и частично была (Ахалкалакское и Эрушетское нагорья и гребневые части Арсианского, Аджаро-Триалетского, Шавшетского и Сомхитского хребтов) покрыта ледниками.

VII. МЕСТО АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В АЛЬПИЙСКОМ ОРОГЕНЕ

Закончив общую характеристику геологического строения Аджаро-Триалетской складчатой системы и смежных с нею геотектонических единиц Грузии, считаю нужным коснуться вопросов о восточном и западном продолжении этой системы и месте, занимаемом ею в альпийском орогене.

Принадлежность Кавказа в целом к альпийскому орогену не вызывает сомнения. Что же касается места, занимаемой Аджаро-Триалетской системой в этом орогене, оно еще не определено — остается невыясненным вопрос, является ли она отрезком северной ветви орогена или же более внутренней его части.

Л. Кобер, Э. Арган, Р. Штауб, Г. Штилле, А. Джанелидзе, А. Архангельский, В. Ренгартен, Ю. Вильзер, В. Белоусов и др., складчатую систему Аджаро-Триалетии или Антикавказа отделяют от складчатой системы Большого Кавказа Рионско-Куринской депрессией, ограничивающейся на западе Черным, а на востоке Каспийским морями и рассматриваемой почти всеми геологами (за исключением Д. Наливкина, М. Тетяева и нек. др.), как восточное продолжение Валахско-Понтической глыбы. Эта схема, повидимому, близка к действительности.

Неясным является вопрос расчленения Антикавказа. Большинство исследователей, подходя с морфологической точки зрения, считают его единой складчатой системой. Однако, в последнее время некоторые расчленяют его на четко отличающиеся друг от друга геотектонические единицы. В частности, В. Ренгартен в последних своих работах, как это указывалось выше, расчленяет Антикавказ на три главные геотектонические единицы: 1) Аджаро-Триалетскую складчатую зону, 2) Азербайджанско-Сомхитскую подзону, 3) Армянскую складчатую зону, в свою очередь подразделяющуюся на Армянскую и Севанско-Карабахскую подзоны.

П. Арни (17 а), касаясь вопроса геотектонического районирования Малой Азии, выделяет следующие крупные геотектонические единицы (с юга на север): 1) Анатолийско-Иранские краевые складки; 2) Иранпды; 3) Тавриды; 4) Анатолиды (Центрально-Анатолийский орогенный ком-

плекс); 5) Понтиды; I—Южные Понтиды (Северно-Анатолийские краевые складки — Балканы), II — Северные Понтиды (Крым—Кавказ). Следует заметить, что насколько схема В. Ренгартена хорошо обоснована новейшими данными и в общих чертах близка к действительности, настолько схема П. Арни далека от нее, по крайней мере в части касающейся территории СССР.

Не касаясь деталей этой схемы, отметим, что: во-первых, резко бросается в глаза ничем не оправданное объединение складчатой системы Большого Кавказа, Валахско-Понтической и Закавказской глыб (сюда входит и все Черное море), северной части Понтических горных цепей и западной части Аджаро-Триалетской системы (Аджарии), в одну геотектоническую единицу — Понтиды. Во-вторых, вызывает также недоумение объединение большей части Аджаро-Триалетской складчатой системы, Куринской депрессии, Артвинско-Сомхитской глыбы (П. Гамкрелидзе) или Сомхитско-Азербайджанской полого-складчатой подзоны (В. Ренгартен) и всей Армянской складчатой системы (В. Ренгартен) в Анатолиды. Несовместимость схемы П. Арни со схемой В. Ренгартена вполне очевидна и не требует особых пояснений.

Согласно последней схеме А. Архангельского (21), весь Кавказ и вся Малая Азия попадают в область третичной складчатости, расчленяющуюся на складчатые системы и срединные массы. Большой Кавказ и Малый Кавказ вместе с Рионско-Куринской депрессией относятся к складчатой системе, а Понтические горные цепи — вся Анатолия и Армения — к срединной массе. Таким образом, Аджаро-Триалетская и Армянская складчатые системы, Рионско-Куринская депрессия и Артвинско-Сомхитская глыба не выделяются в самостоятельные геотектонические единицы, чем эта схема существенно отличается от схемы В. Ренгартена.

Ю. Вильзер (81, 82, 83) на своей структурной карте Кавказа различает: 1) надвинутые на юг цепи Большого Кавказа, 2) опрокинутые на север Понтические и Армянские цепи, 3) молодую депрессию (a—Риона и восточной части Черного моря, b—Куры и нижнего Каспия) — восточное окончание Валахско-Понтической глыбы. Понтические (сюда Вильзер относит и Аджаро-Триалетскую складчатую систему) и Армянские горные цепи являются непосредственным восточным продолжением Балканского хребта или северной ветви альпийского орогена, на востоке непосредственно протягивающейся до Эльбруса включительно. Следует заметить, что эта схема мало чем отличается от старой схемы В. Ренгартена (294).

Согласно всем существующим геотектоническим схемам последних лет, за исключением схемы В. Ренгартена (301), Аджаро-Триалетская складчатая система продолжаясь по долине Куры на восток, непосредственно соединяется с горной цепью Эльбруса. Что же касается ее западного продолжения, то в этом отношении мнения расходятся. По А. Архан-

гельскому Аджаро-Триалетская складчатая система обрывается в Черное море, а складчатая система Большого Кавказа, являясь северной ветвью Альпийского орогена, через Крым соединяется с Балканским хребтом. Согласно схемам других перечисленных выше авторов, восточным продолжением северной ветви альпийского орогена принято считать Понтические и Аджаро-Триалетские горные цепи, т. е. западным продолжением Аджаро-Триалетской складчатой системы является Понтический горный хребет.

По моему мнению, оба предположения требуют уточнения.

Относительно восточного продолжения Аджаро-Триалетской складчатой системы, основываясь на моих исследованиях и анализе существующего материала, я вполне разделяю точку зрения В. Ренгартена (299), предлагающего окончание Аджаро-Триалетской системы на востоке в долине р. Иори. В пользу этой концепции говорит, не раз подчеркнутая мною выше, тектоническая природа этой системы восточнее меридиана Тбилиси — Мцхета. Здесь, по сравнению с остальными частями системы, развита очень слабая складчатость, несмотря на то, что сама система в этой части сильно сужена и поэтому должна бы наблюдаться обратная картина. Слабая складчатость указывает на малую лабильность этой части системы, что может быть объяснено лишь неглубоким залеганием жесткого субстрата бывшей Закавказской плиты.

Одновременно с постепенным выполаживанием складок, здесь (в долине р. Иори) отчетливо намечается огибание системы молассовой зоной, в которую складки Аджаро-Триалетской системы, постепенно затухая и периклинально заканчиваясь, не переходят.

На основании всего вышеизложенного, вопреки господствующим взглядам, я прихожу к заключению, что Аджаро-Триалетская складчатая система оканчивается в долине р. Иори, в виде узкого клина врезаясь между Грузинской и Артвинско-Сомхитской глыбами, и непосредственного восточного продолжения не имеет. Современная долина Куры или, как ее в последнее время называет В. Ренгартен (301), «северная геосинклинальная подзона» Сомхитско-Азербайджанской зоны, является непосредственным продолжением не Аджаро-Триалетской системы, а молассовой зоны и ее следует рассматривать как молодую, постсреднемиоценовую, предгорную впадину. На это указывает широкое развитие миоплиоценовых и четвертичных отложений громадной мощности.

Иначе обстоит вопрос относительно западного продолжения Аджаро-Триалетской системы. Непосредственное продолжение ее в Понтические горные цепи, легко устанавливаемое на основании как поворота складок на юго-запад в область Аджарии и продолжения их в восточной части Понта, так и общности фаций верхнемеловых и палеогеновых образований этих гор-

ных сооружений, прослеживающихся до меридиана г. Самсунда, не вызывает сомнения.

Что же касается вопроса дальнейшего продолжения на запад Понтической складчатой системы, большинство геотектонистов протягивают ее по северному краю Анатолии и, не доходя Босфорского пролива, через Черное море, соединяя затем с Балканским хребтом, а этот последний с Карпатами. Таким образом, Аджаро-Триалетская складчатая система вместе с Понтическими цепями, Балканами и Карпатами, составляет часть северной ветви альпийского орогенного комплекса.

Однако, для меня неясным остается вопрос, насколько непрерывна эта ветвь вообще, и в частности, в этой полосе. Принято думать, что обе ветви (северная и южная) альпийского орогена непрерывно прослеживаются почти по всей земной поверхности. Нет никакого сомнения в том, что каждая из этих ветвей обладает громадной протяженностью в отдельных своих частях, но непрерывность последних, по моему, доказанной не является. В частности, нельзя считать установленным непосредственное продолжение Балкан на восток в Понтические горы или же через Крым в Большой Кавказ, как это предполагают некоторые исследователи. Согласно последним данным, в восточной части Балкан намечается виргация и постепенное выполаживание складок, что, по всей вероятности, указывает на окончание складчатой системы северной ветви альпийского орогена в этой части.

Тоже самое намечается в западной части Понтической складчатой системы и не напрасно П. Арни эту часть Понтид относит уже к Анатолидам (17[а]). А. Архангельский (21) — к области срединных масс третичной складчатости. По указанию П. Арни, в северной Анатолии складки Понтической зоны прекращаются; придерживаясь неопрерывности складчатого пояса северной ветви альпийского орогена, он вынужден Понтическую зону спустить в Черное море, а затем соединить с Балканами, не имея для этого никаких фактических данных. По моему представлению, несмотря на то, что обе эти системы принадлежат к складчатому поясу северной ветви альпийского орогена и расположены вдоль одной крупной широтной структурной полосы, непосредственной связи между ними нет и они разобщены срединными массами.

Каждая ветвь большой Тетисской геосинклинали, обычно разветвляется на отдельные, более мелкие геосинклинали. Так происходит по моему представлению и с геосинклиналью в Малой Азии, разветвляющейся в области Эрзерума на две ветви — Аджаро-Триалетскую и Армянскую. Аджаро-Триалетская геосинклиналь продолжается на восток до долины р. Иори, а Армянская — через хребет Талыш в Эльбрус. Не исключена возможность, что и Армянская геосинклиналь, заканчиваясь в западной

части долины р. Аракса, непосредственно в Талыш не переходит, будучи разобщенной от него срединной массой.

Подходя с этой точки зрения к складчатой системе Большого Кавказа, естественно будет допустить, что она, не имея ни западного, ни восточного продолжения, постепенно погружается и затухает в обоих направлениях.

На этом я считаю возможным закончить настоящий труд. Я вполне отдаю себе отчет в том, что в охваченном им круге вопросов далеко не все еще выяснено и остается много спорного и требующего дальнейших изучений и доработки, однако, позволяю себе выразить надежду, что вышеизложенные положения и концепции не окажутся бесполезными для последующих исследователей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абакелия М. К вопросу гравиметрической (маятниковой) изученности Кавказа. Проб. Сов. геологии, № 360—364, 1936.
2. Абих Г. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder. Mem. Ac. Sci. SPb., 5 sèr., Sci. math. et phys., 1858, 7.
3. Абих Г. Géologie du Caucase. Observations faites pendant le voyage de l'année 1863. BSLNM. X.
4. Абих Г. Apercu de mes voyages en Transcaucasie en 1864. Bull. de la Soc. Imp. Natur. Moscou, t. XXXVIII, N. 1, 1865.
5. Абих Г. Das Meskhische oder Kartli-Imeretinische Grenzgebirge in geologischer und klimatologischer Beziehungen. Bull. Sect. phys. math. Ac. Sci. de St. Petersb., v. IX, 1859.
6. Абих Г. Voyages en Géorgie etc. Bull. Soc. Géol. Fr., v. XXI, sér. 2 1868.
7. Абих Г. Zur Geologie des Süd-östlichen Kaukasus. Bemerkungen von meinen Reisen im Jahre 1865. МРНСВ АУВ, VI, 1866.
8. Абих Г. Отчет занятий комиссии, назначенной для исследования Тифлисских минеральных источников в 1870 г. 1870.
9. Абих Г. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. кн. VIII. 1873.
10. Абих Г. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus. Bull. de la Soc. Imp. des Nat. de Moscou, t. XLVIII, 1875.
11. Абих Г. О системе Триалетских минеральных источников. Изв. Кавк. Отд. Росс. геогр. общ. т. I, № 5, 1887.
12. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Западная часть. Орографическое и геологическое описание. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об., кн. XXI, 1889.
13. Абих Г. Группа рядовых вулканов Абула и Самсара на Кавказском перешейке. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. I.
14. Абих Г. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ. кн. XXIII, 1902.
15. Абих Г. Geologische Karte des östlichen Endes des Trialetischen Gebirges systems. Mit 6 Profilen. Atlas zu den geologischen Forschungen in den Kaukasischen Ländern von Herman Abich. III Teil. II Osthälfte. Wien, 1887.
16. Арган Э. Тектоника Азии. Москва, 1934.

17. Арни П. Relations entre la structure régionale et les gisements minéraux et petrolifères de l'Anatolie. M.T.A. Ankara, 1939.

17а. Арни П. Über die tektonischen Grundzüge Ost-Anatoliens und benachbarter Gebiete. Veröffentlichung des Institutes für Lagerstättenforschung der Türkei. Ser. B. Abhandlung N. 4. Ankara, 1939.

18. Архангельский А. и Шатский Н. Схема тектоники СССР. БМОИП, XI, № 4, Москва, 1939.

19. Архангельский А., Шатский Н., Меннер В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН Москва, 1937.

20. Архангельский А. и Шатский Н. Тектоническая карта СССР в Большом советском атласе мира. Москва, 1938.

21. Архангельский А. Геологическое строение и геологическая история СССР. Госуд. научн. техн. издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1941.

22. Барканов И. Геология и рудные месторождения северной части Степанаванского района и соседних частей Аллавердского района ССР Армении и Башкичетского района ССР Грузии. Пробл. сов. геологии № 11, 1936.

23. Барсанов Г. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. Акад. Наук. Москва, 1931.

24. Бацевич Л. Геологическое описание Шорапанского уезда Кутаисской губ. Мат. для геол. Кавказа, сер. I, кн. 7, 1877.

25. Бацевич Л. Геологические исследования в бывшей Батумской области. Мат. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 12, 1885.

26. Бацевич Л. К геологии Кутаисской губ. Геологическое описание Батумского и Артвинского округов. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. I, 1887.

27. Беликов Б. Эффузивные породы Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Труды Совета по изуч. произв. сил Ак. Наук. сер. Закавк. вып. 14, 1935.

28. Беликов Б. Изверженные породы северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН сер. Закавк., вып. 15, 1935.

29. Беликов Б. Розенбергский (Александргильфский) гранитный массив. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 3. Тр. Совета по изучен. произв. сил. АН. сер. Закавк., вып. 20, 1936.

30. Беликов Б. и Кузнецов С. О габбровой интрузии на северо-восточном склоне Триалетского хребта. Тр. Петр. Инст. Ак. Наук. вып. 6, 1934.

31. Беликов Б. и Кузнецов С. Геолого-петрографическое строение южных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии,

вып. 3. Труды Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавк., вып. 1936.

32. Белянкин Д. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петр. инст. Ак. Наук, вып. 6, 1934.

33. Белянкин Д. и Еремеев В. Вулканические стекла Аджаристана. Тр. Петр. инст. Ак. Наук, вып. 5. 1935.

34. Белянкин Д., Петров В., Еремеев В. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Закавк. вып. 14, 1935.

35. Белянкин Д., Маслов К., Петров В. Магматические проявления в северо-западной части Гурии в Закавказье. Тр. Петр. инст. Ак. Наук, вып. 14, 1939.

36. Белянкив Д. и Петров В. Тешенито-камптонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, сер. петр., № 7, 1940.

37. Белянкин Д. и Петров В. Петрография Грузии. Инст. геол. наук Акад. Наук. Петрографическая серия. Серия I. Региональная петрография. Вып. II, 1945.

38. Белоусов В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования—Юра и нижний мел. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 1938.

39. Белоусов В. К истории Большого Кавказа в верхне-юрское и нижнемеловое время. Пробл. сов. геол. № 1, 1937.

40. Белоусов В. К истории Большого Кавказа в верхнемеловое время. Пробл. советской геологии. № I, 1938.

41. Белоусов В. Некоторые главнейшие этапы истории Большого Кавказа в третичное время. Пробл. сов. геол., № 4, 1938.

42. Белоусов В. Опыт геотектонического анализа истории развития Большого Кавказа. Тр. XVII Международн. геол. конгресса. т. 2. ГОНТИ, 1939.

43. Белоусов В. Опыт геотектонического исследования. Общие вопросы, складчатые движения. Магматизм. Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, 1939.

44. Белоусов В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюллетень Моск. Общ. исп. природы, том II. Отдел геологический, том XXII (3), 1947.

45. Берг Л. Некоторые соображения о теории передвижения материков. Известия Всесоюзного геогр. общ., т. 79. вып. I, 1947.

46. Богачев В. Проблема долины р. Куры. Извест. Кавк. музея. т. VIII, 1914.

47. Богачев В. Примечания и дополнения к труду Освальда „К истории тектонического развития Армянского нагорья". Зап. Кавк. отд. ИРГО кн. XXIX, вып. 2, 1916.
48. Богачев В. Фауна отложений диатомита в Ахалцихском бассейне. Изв. Азерб. Гос. Унив. т. 6, 1927.
49. Богачев В. Материалы к истории тектонического развития Закавказской низменности. Аз. нефт. хоз-во. № 11, 1927.
50. Богачев В. Геологический очерк Чиатурского бассейна. Изв. Азерб. гос. политехн. инст., вып. 6, 1929.
51. Богачев В. Онкофоровые пласты в Закавказье. Изв. АН СССР. т. VII, № 10, 1933.
52. Богачев В. Новое в стратиграфии Закавказского миоцена. Новости нефтян. геологии. № 10, 1935.
53. Богачев В. Новые данные по миоцену Закавказья. Труды Азерб. научно-иссл. инст., вып, 31, 1936.
54. Богачев В. Миоцен Закавказья. Тр. Азерб. филиала Акад. Наук СССР. том X/44, 1938.
55. Бубнов С. Основные проблемы геологии. Перевод с немецкого И. К. Дыбовской, под ред. проф. Е. В. Милановского. Госоргеолнефтеиздат, 1934.
56. Варданянц Л. Об орогенетических фазах верхней юры на Кавказе. Доклады Ак. Наук, том 3, № 5, 1934.
57. Варданянц Л. Схема тектонической истории Кавказа. Зап. Мин. общ. сер. 2, вып. 2, 1934.
58. Варданянц Л. Сейсмотектоника Кавказа. АН СССР. Труды сейсмотект. инст. № 1—4, 1935.
59. Варданянц Л. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. ТР. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
60. Варенцов М. Краткий отчет о рекогносцировочных геологических исследованиях 1931 г. левобережья Куры вдоль линии ЗАК. ЖД от Тифлиса до Сурама. Годовой отчет НГРИ за 1931 г.
61. Варенцов М. О майкопских отложениях Закавказья. Информ. сборник НГРИ, 1933.
62. Варенцов М. Новый коцахурский горизонт (онкофоровые слои) миоценовых отложений нефтеносных районов Грузии. Азерб. Нефт. Хоз. № I, 1935.
63. Варенцов М. Геология и нефтеносность Куринской долины в Тифлисском и Мцхетском районах Грузии. Тр. Нефт. геол. разв. Инст., вып. 85, 1935.
64. Варенцов М. Тектоника и нефтеносность Куринской долины между Тбилиси и Сурамом. Азерб. Нефт. Хоз. № I. 1937.

65. Варенцов М. Геологические исследования в Тбилисском и Мцхетском районах Грузин. ССР. Труды Нефт. геол. разв. инст., сер. А, вып. 85, 1936.

66. Варенцов М. Геологическое строение и происхождение полосы побережья Куринской долины в Горийско-Сурамском районе Грузии Нефт. Хоз. № I, 1937.

67. Варенцов М. Тектоника центральной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. XVII Международн. геол. конгр. т. II, 1937.

68. Варенцов М. Долина р. Куры между Тбилиси и Сурамским перевалом. Международн. XVII геол. конгр. (нефт. экскурсия Гр. ССР), 1937.

69. Варенцов М. Нефтяное месторождение Кавтис-Хеви (Груз. ССР), Азерб. нефт. хоз. № 5, 1938.

70. Варенцов М. и Меннер В. О возрасте некоторых горизонтов палеогена Горийского района Грузии. Информ. сб. НГРИ. 1933.

71. Варенцов М. Геология центральной части Куринской депрессии и соседних областей Большого и Малого Кавказа. Фонды тр. Грузнефть. 1940.

72. Вассоевич Н. О флишевых образованиях. Изв. ГИН т. II, 1932.

73. Вассоевич Н. Нефтепроявления в окр. сел. Уджармо, Мухравани, Сацхениси, Марткоби и Норио. Рекогносцир. исслед. нефтеносн. полосы к ВСВ от Тифлиса. Труды Нефт. геол. разв. института ССР Грузии. Сер. Б, № 3, вып. 34, 1932.

74. Вассоевич Н. Несколько замечаний по вопросу о времени проявления на Кавказе орогенетических фаз альпийской эры дислокаций. Изд. треста „Грузнефть", вып. 3, 1935.

75. Вассоевич Н. Проблемы тектоники Восточной Грузии. Трест Азнефтеразведка, 1936.

76. Вассоевич Н., Гогитидзе К., Пахомов Е., Маслов К. Нефтяные м-ния Груз. ССР. Нефтяная экскурсия. Путев. Международн. XVII геол. конгр. нефт. экск. Грузинск. ССР, 1937.

77. Вассоевич Н. О геотектонических комплексах Грузии. Изв. Русск. геогр. общ. № 3, 1937.

78. Вахания В. Геология нефтепроявлений в полосе миоценовых отложений района Ципа-Харагоули. Фонды Грузнефти, 1935.

79 Вебер В. Ахалкалакские землетрясения в 1889 г. Изв. Кавк. отд. Русск. геогр. общ. т. XIII, 1900.

80. Вегенер А. Происхождение материков и океанов. Москва. 1924.

81. Вильзер Ю. Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Gesellsch. Abhandl. Bd. 80 N. 2, 1928.

82. Вильзер Ю. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudsche und die Zugehörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten. Geol. Rundschau, Bd. XIX, 3, 1928.
83. Вильзер Ю. Der südrussische Tafelrand in Vorder—und Mittelasein. (Geologie der Schwarzmeerumrandung u. Kaukasiens, VI Stück). Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Abhandlungen, Beilageband LXI. Abt. B, 1928.
84. Виноградов-Никитин П. Ахалцихская инфузорная земля и палеонтологические находки в ней. Изв. Кавк. отд. Росс. геогр. общ. т. XXII, 1913—1914.
85. Врублевский М. Гидрогеологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта в пределах рек Тана и Гедзами. Мат. по геол. и петр. Грузии. Вып. 2, 1935.
86. Врублевский М. и Кузнецов С. Материалы для гидрогеологии нагорного Аджаристана. Тр. Совета по изуч. произв. сил. АН сер. Закавк. вып. 14, 1935.
87. Врублевский М. Гидрогеологические условия горных областей Триалетии. Труды СОПС АН сер. Закавказская, вып. 20, 1936.
88. Габриелян А. К стратиграфии олигоценовых отложений Армении. Док. АН ССР Армении, № 2, 1945.
89. Габуния К. Перспективы развития Кисатибского предприятия. Мин. сырье. № 7—8, 1927.
90. Габуния К. Качество и некоторые особенности применения Кисатибского кизельгура. Мин. сырье, № I, 1927.
91. Габуния К. Кизельгур в Грузии. Мин. сырье, № 4. 1927.
92. Габуния К. Краткий обзор геологического строения Ахалкалакского плато и геологические условия Тапараванской гидро-электростанции. Рукопись. Фонды ГрузГИДЭП, 1930.
93. Габуния К. и Гамкрелидзе П. ბორჩალოს რაიონის სამხრეთი ნაწილის გეოლოგია. გეოლ. ინსტ. შრომები. გეოლ. სერია ტ. I-VI, 1942.
94. Гамкрелидзе П. и Чихелидзе С. ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის. საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე. ტ. I. ნაკ. 2, 1932.
95. Гамкрелидзе П. Геологическое описание части долин р.р. Дзирула и Чхеримела. Изв. Груз. Геол. Инст. т. I, 1932.
96. Гамкрелидзе П. Геологическое строение южной части Дзирульского массива (долина р. Чхеримела). Груз. отд. ВГФ, 1931.
97. Гамкрелидзе П. სურამის რაიონის გეოლოგიური აგებულება. Груз. отд. ВГФ, 1932.
98. Гамкрелидзе П. Дзамское месторождение магнетита. Груз. отд. ВГФ, 1934.

99. Гамкрелидзе П. Геологические условия трассы линии электропередачи ЗАГЭС-РИОНГЭС между Зестафони и Хашури. Груз отд. ВГФ, 1934.

100 Гамкрелидзе П. თრიალეთის ქედის ჩრდილო დასავლეთი ნაწილის გეოლოგიური აგებულება. საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. 2, გამ. 3, 1936.

101. Гамкрелидзе П., Заридзе Г., Чичинадзе К. Отчет Абхазской геолого-поисковой партии Закавказского отделения Союзредметразведка. Фонды Закцветметразведки, 1937.

102. Гамкрелидзе П. и Эдилашвили В. Геологическое описание листа К-38-XXI (Тбилиси). Груз. отд. ВГФ, 1940.

103. Гамкрелидзе П. Лейасовая фауна в основных (глинистых) сланцах Сванетии и Абхазии. Изв. Груз. фил. Акад. Наук СССР, т. I, № 3, 1940.

104. Гамкрелидзе П. ბულაჩაური-თბილისის წყალსადენი ტრასის გეოლოგიური პირობები. ქ. თბილისის საბჭოს ფონდები, 1940.

105. Гамкрелидзе П. и Эдилашвили В. Геологическое описание листа К-38-XX (Боржоми). Груз. отд. ВГФ, 1941.

106. Гамкрелидзе П. Геологическая история развития Триалетского хребта. Аннотации 5-ой Научно-технической конференции ГИИ, 1941.

107. Гамкрелидзе П. Тектоника Кавтисхевского нефтяного месторождения. Фонды Ин-та Геол. и Минерал. АН Груз. ССР, 1942.

108. Гамкрелидзе П. Золотоносность Локского кристаллического массива. Фонды комбината Груззолото, 1943.

109. Гамкрелидзе П. и Канделаки Н. Геологическое строение западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы (листы Ахалцихский и Батумский). Груз. отд. ВГФ, 1944.

110. Гамкрелидзе П. К вопросу Артвино-Сомхитской глыбы. Аннотации седьмой научно-технической конференции ГИИ им. Кирова, 1944.

111. Гамкрелидзе П. Тектоника восточного окончания Триалетского хребта. Аннот. Научной конфер. Тбил. Гос. Университета им. Сталина, 1944.

112. Гамкрелидзе П. К стратиграфии палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Рукопись, в изд. ГПИ, 1945.

113. Гамкрелидзе П. Новые данные по тектонике Ахалцихской депрессии. Груз. отд. ВГФ, 1945.

114. Гамкрелидзе П., Кахадзе И., Рубинштейн М. и Загю Т. Геологическое строение Сванетского листа (Местиа) геологической карты Грузии масшт. 1:200.000. Груз. отд. ВГФ, 1945.

115. Герасимов А. Эссекситовая интрузия в Ахалцихском бассейне. Сб. посвящ. 45-летию научн. деятельности Н. Ф. Погребова. Изд. ЦНИГРИ, 1937.

116. Гвахария Г. Минералогия поствулканических процессов окрест. г. Тбилиси. Фонды Тбил. Гос. Универ. им. Сталина, 1939.
117 Григорьев Н. Медные и свинцово-цинковые м-ния района с. Мериси и Вайо в Аджаристане. Изв. геол. ком. т. XLVIII № I, 1929.
118. Гзелишвили И. Грунты и условия фундирования в г. Тбилиси. Диссертационная работа. Библиотека ГПИ, 1946.
119. Грушевой В. Аллавердское медное м-ние в Закавказье. Тр. ГГРУ. Вып. I, 1930.
120. Грушевой В. Геологический очерк северо-западной части Аллавердского р-на ССР Армении и части Борчалинского р-на ССР Грузии. Рукопись. Груз. отд. ВГФ, 1935.
121. Гукасов А. Основные черты строения Армянского нагорья. Зак. Отд. Им. Росс. Геогр. Общ. XXII. I, 1902.
122. Давиташвили Л. О конкском горизонте в Грузии. Азерб. нефт. хоз. № 10, 1930.
123. Давиташвили Л. О стратиграфическом положении коцахурских слоев (предварительное сообщение). Нефт. сборн. НГРИ. № 3, 1933.
124. Давиташвили Л. О фауне коцахурского горизонта. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Новая серия т. X, II отд. Геология, т. XII (3), 1934.
125. Двали Т. ხმელთაშუა ზღვის ფაუნის ელემენტები გორის მიდამოების შუა მიოცენში. სსრკ. მეცნ. აკად. საქ. ფილ. მოამბე ტ. 1, № 5, 1940.
126. Джавахишвили А. საქართველოს გეოგრაფია. თბილისის სახ. უნივერსიტეტის გამოცემა, 1926.
127. Джанелидзе А. ნატახტარის წყაროების ჰიდროგეოლოგიური პრობლემა. ხელთნაწერი საქ. გეოლ. ინსტ. 1924.
128. Джанелидзе А. თბილისის მიდამოების ჰიდროგრაფიისათვის. თბილ. სახ. უნივ. მოამბე ტ. 5, 1925.
129. Джанелидзе А. მდინარე ვერის ხეობა თბილისის მიდამოებში. საქ. მუზეუმის მოამბე. ტ. III, 1927,
130. Джанелидзе А. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхума. Изд. Груз. Фил. АН СССР. Тбилиси, 1940.
131. Джанелидзе А. К вопросу об орогенических фазах. Советская геология, № 5—6, 1940.
132. Джанелидзе А. Геологический комплекс горы Асхи. Сообщ. АН Груз. ССР. т. II, № 1—2, 1941.
133. Джанелидзе А. К вопросу о геологическом строении центральной части Мегрелии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 3, 1941.
134. Джанелидзе А. Проблема Грузинской глыбы. Сооб. АН ГССР, т. II, № 1 и 2, 1942.
135. Джанелидзе А. О возрасте красных известняков Дзирульского массива. Сообщ. АН Груз. ССР, т. VIII. 4, 1946.

136. Джанелидзе А. Заметка о лейасе Локского массива. Сообщ. АН Груз. ССР. т. VIII, № 6, 1946.
137. Джанелидзе А. მთების წარმოშობის საკითხისათვის. საქ. მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. IV, № 5, 1943.
137а. Джанелидзе О. и Имнадзе А. Результаты изучения микрофауны угленосной свиты юго-западной части Ахалцихского буроугольного месторождения. Фонды треста Грузуглеразведка. 1946.
138. Дзвелая М. Геологическое строение Багдадского нефтеносного района. Фонды Грузнефти, 1938.
139. Дзвелая М. Геологический отчет о работе на северо-восточном склоне Аджаро-Имеретинского хребта и в Восточной Гурии. Фонды Грузнефти, 1939.
140. Дзоценидзе Г. Цабланское месторождение серного колчедана в Аджарской АССР. Груз. отд. ВГФ, 1932—33.
141. Дзоценидзе Г. и Канделаки Н. Вулканические вершины Кероглы и Тавкветили. Сб. Заповедники и памятники природы Груз. ССР. Изд. „Техника да Шрома", 1937.
142. Дзоценидзе Г. მასალები პორფირიტული წყების პეტროგრაფიისათვის (ზემო რაჭა და სამხრეთ ოსეთი). საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე. ტ. 3, ნაკ. 3, 1938.
143. Дзоценидзе Г. и Горбаченко Л. Опробование нижних туффитов р. Нарула. Груз. отд. ВГФ, 1939.
144. Дзоценидзе Г. Сравнительное изучение вулканогенных образований верхней юры и мела Грузии. Груз. отд. ВГФ, 1942.
145. Дзоценидзе Г. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Фонды Тбил. Гос. Унив. им. Сталина, 1947.
146. Добровольский К. Отчет о работах по изучению причин деформации зданий верхней станции фуникулера в г. Тбилиси. Фонды ТНИСГЭИ, 1940.
147. Дюбуа-де-Монпере Е. Voyage autour du Caucase, chez les therkeses et les abkhases, en Colchidie, en Géorgie, en Arménie et en Crimee. Paris, 1839—45.
148. Дьяконова-Савельева Е. Ахалкалакское вулканическое плато. Экспедиции АН за 1931 г. Совета по изуч. произв. сил АН, 1932.
149. Дьяконова-Савельева Е. Ахалкалакское вулканическое нагорье. Путевод. Междунар. XVII геол. конгр., экспед. по Кавк. Армянской ССР. ОНТИ, 1937.
150. Еремеев В. Петрографическое исследование цеолитового габбро из р-на с. Гвердзинети в Грузии. Тр. Инст. геол. наук АН, вып. 3, сер. II, 1940.

151. Еремеев В. и Петров Р. Петрографическая характеристика неоинтрузии г. Квиран. Труды Инст. геол. наук АН, вып. 36, петр. серия, № 11, 1940.
152. Заварицкий А. К вопросу о генезисе Тбилисских терм. Тр. Геол. Инст. АН, т. I, 1936.
153. Заварицкий А. О четвертичных вулканических туфах Армении. Докл. АН СССР, новая серия, т. III, № 8, 1946.
154. Залесский Б., Петров В. и Корсунский А. Нерудные полезные ископаемые Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил. АН сер. Закавк. вып. 14, 1935.
155. Заридзе Г. Хевская интрузия в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. инст. Грузии, т. IV. вып. I, 1938.
156. Заридзе Г. Краткий обзор горных пород Дзирульского массива. Изв. Груз. Инд. Инст. № 7, 1938.
157. Заридзе Г. Два магматических цикла Малого Кавказа. Сообщ. АН ГССР, т. V, № 4, 1944.
158. Заридзе Г. ზედა მიოცენურ-პლიოცენური მაგმური ციკლი საქართველოში. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. V, № 6, 1947.
159. Заридзе Г. и Татришвили Н. მდ. დამბლუთის ხეობის გრანიტოიდების ასაკისათვის. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე ტ. VI, № 10, 1945.
160. Заридзе Г. Закономерности развития вулканизма в Грузии и евязанные с ним рудопроявления. Гостехизд. „Техника да Шрома", 1947.
161. Иванов Д. Геологический очерк окрестностей г. Тифлиса, 1914.
162. Иоселиани Н. О рудистах из меловых отложений Грузии. Сообщ. Гр. филиала АН СССР, т. I, № 9, 1940.
163. Ильин С. Гурийский нефтеносный район. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 3, 1929.
164. Ильин С. О плиоцене Гурии. Вестн. Геол. ком. т. IV, № 2, 1929.
165. Ильин С. Геологическое исследование в районе проектируемых гидросооружений на р. Храми в ССР Грузии. Техника и строительство. № 2 и № 3, 1930.
166. Ильин С. Новые данные о плиоцене Грузии. Изв. Гл. геол. упр. т. XLIX, № 4, 1930.
167. Ильин С. Результаты геолого-разведочных работ в Гурии. Азерб. нефт. хоз. № 2, 1930.
167а. Исаева А. Фауна гастропод из Ахалцихского эоцена. Тр. Геол. ком. вып. 305, 1933.
168. Кавришвили В. თრიალეთის ქედის ტექტონიკისათვის. თბილისის სახ. უნივ. მოამბე ტ. VIII, 1927.

169. Кавришвили В. Физико-географический очерк окрестностей Манглиса. Закавк. краев. сб., т. I, изд. ЗКУ. 1930.
170. Кавришвили В. Геоморфологическое деление Грузии (реферат) Закавк. краев. сб., сер. А. Естествознание. т. I. 1930.
171. Кавришвили В. Физико-географическое описание бассейна р. Кция-Храми. Зак. Опытно-Иссл. Инст. Водн. Хоз. 1931.
172. Кавришвили В. К геоморфологии и географии Джавахетии. Сб. Джавахетия. Изв. Зак. фил. АН, 1933.
173. Казахашвили Т. Храмский кристаллический массив. Тбил. Гос. Университет им. Сталина. 1938.
174. Казахашвили Т. и Топурия П. Неоинтрузии ущелья р. Супса (Восточная Грузия). Тр. Груз. отд. Всесоюзн. Инст. минер. сырья. вып. 2, 1938.
174а. Казахашвили Т. Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива (западная часть) Груз. отд. ВГФ. 1941.
174б. Казахашвили Т. и Роква М. О лейцитовых породах Гурии. Зап. Всеросс. Мин. Общ., Вторая серия, ч. 74, в. 4, 1945.
175. Канделаки Н. и Гамкрелидзе П. Геологическое строение западной части Аджаро-Триалетской системы (листы Ахалцихский и Батумский). Груз. отд. ВГФ. 1944.
176. Канделаки Н. и Челидзе Г. Геологическое описание листа К-38-XV (Поти). Груз. отд. ВГФ, 1946.
177. Карапетян О. Геологическое описание Ахалкалакского уезда. Мат. к проекту Тапараванской гидростанции, намеч. близ сел. Хертвиси Ахалкалакского уезда в ССР Грузии. Тифлис. 1929.
178. Карпинский А. О геологическом разрезе по линии тоннеля через Сурамский перевал. Изв. Геол. ком. 1887.
179. Кахадзе И. დასავლეთ საქართველოს ბაიოსური ამონიტები. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე. ტ. 2, გამ. 2, 1936.
180. Кахадзе И. Фации среднего лейаса Грузинской глыбы. Сообщ. Груз. фил. АН СССР. № 9. 1941.
181. Кахадзе И. Заметка о лейасских и байосских иноцерамах Грузии. Сообщ. Гр. фил. АН СССР, т. II, № 5, 1941.
182. Кахадзе И. и Канделаки Н. Геологическое описание листа К-38-XIV (Чиатура). Груз. фил. ВГФ. 1942.
183. Кахадзе И. საქართველოს შუა იურის ფაუნა. საქ. გეოლ. ინსტ. შრომები. გეოლ. სერია. ტ. 1 (VI) გამ. 3, 1942.
184. Кахадзе И. Грузия в юрское время. Библиотека Тбил. Гос. Универ. 1946.
185. Качарава И. თბილისის მიდამოების პალეოგენი. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ტ. II, 1936.

186. Качарава И. Геологическая экскурсия в окрестностях Тбилиси. Междунар. геол. конгр. XVII, Экскурсия по Кавказу. 1937.
187. Качарава И. თრიალეთის ქედის აღმოსავლეთი დაბოლოების ტექტონიკური აღნაგობა. ხელთნაწერი საქ. გეოლ. ინსტ. ფონდები, 1940.
188. Качарава И. რაჭა ლეჩხუმის აუზი და მოსაზღვრე რაიონები პალეოგენის დროს. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლ. ინსტ. შრომები, გეოლ. სერ. ტ. II (VII), 1944.
189. Качарава И. и Качарава Д. ქართლის „ბაქანი" ქვედა პალეოგენში. სსრკ. მეც. აკად. ფილ. მოამბე. ტ. 1, № 3, 1940.
190. Качарава М. თრიალეთის ქედის ჩრდილო-აღმოსავლეთი ფერდობის ცარცული ნალექების ზედა ნაწილის ფორამინიფერები. საქ. პოლიტ. ინსტ. ფონდები, 1946.
191. Кебадзе Н. Отчет о геологических работах в районе Норио. Фонды Грузнефти, 1934—39.
192. Киласония П. ძირულის კრისტალური მასივის გაბროიდული ქანები. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. V. № 10, 1944.
193. Киласония П. ბარდაძორის ინტრუზივის პეტროგრაფია. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლ.-მინ. ინსტ-ის ფონდები, 1946.
193а. Кипиани Н. Неоген юго-западной Гурии. Изв. Акад. Наук, т. XI, № 9, 1917.
194. Комар В. Геолого-структурные исследования в Борчалинском и Башкичетском районах. Фонды Геол. к-ры Грузцветметразведка, 1945.
195. Кометиани Г. Предварительный отчет по работам Ахалцихской геолого-разведочной партии за 1935 г. Груз. отд. ВГФ, 1935.
196. Коншин А. Отчет об исследованиях Боржомских и Абастуманских вод. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 7, 1893.
197. Коншин А. Описание минеральных источников Западного Кавказа. Мат. для геол. Кавказа, сер. V, кн. 8, 1894.
198. Коншин А. De la station Michaelovo par Borjom et Abastuman a la station Rion. Guide des excursions du Congres Géol. Int. XXVI, 1897.
199. Конюшевский Л. Местные марганцевые рудники в окрестностях Белого Ключа. Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 7, 1908.
200. Конюшевский Л. Отчет о геологических исследованиях Тифлисских термальных источников. Мат. для геол. Кавказа. сер. 4, кн. 3, 1915.
201. Конюшевский Л. Исследование области, охваченной землетрясением в г. Гори в 1920 г.
202. Конюшевский Л. и Круг Е. Предварительный отчет о геологических исследованиях в г. Тбилиси и серных источников. Отчет горн. управл. за 1911 г. и за 1912 г.

203. Коробков И. Результаты изучения фауны моллюсков палеогеновых и нижнемеловых отложений Закавказья. Рукопись, в Ленингр. гос. универ., 1938.
204. Кошкуль Ф. Геологическое исследование минеральных источников Ахалкалакского и части Горийского уезда, произв, в 1871 г. Зап. Кавказ. отд. Росс. Геогр. общ. кн. VIII, 1873.
205. Криштофович А. Палеонтологическое обозрение. Изд. АН СССР. Вып. I, 1939.
206. Круг Е. Отчет Кавказского Горного Управления. 1914.
207. Кудрявцев Н. О конкско-фоладовых отложениях Грузии. Азерб. Нефт. Хоз. № 12, 1932.
208. Кудрявцев Н. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. Труды Нефт. Геол. разв. инст. сер. 15, вып. 32, 1932.
209. Кудрявцев Н. Геологический очерк нефтеносного района южной Кахетии. Груз. Отд. ВГФ, 1938.
210. Кузнецов А. и Желтов Б. Отчет по инженерно-геологическим исследованиям в районе Храмской гидроэлектрической установки первой ступени на р. Храми (Храмгэс). Рукопись в фондах ВСЕГЕИ (Спецгео), 1936.
211. Кузнецов И. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГРО, т. I, 1931.
212. Кузнецов И. Геологическое строение части Зап. Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии. Междунар. XVII геол. кон. Экскур. по Кавказу, Груз. ССР, Зап. часть, 1937.
213. Кузнецов И. Описание маршрута Шорапани-Чиатура—Они-Кутаиси. Междунар. XVII геол. конгр., 1937.
214. Кузнецов И. Геологическое строение Верхней Рачи и части Шорапани. Груз. отд. ВГФ. 1937.
215. Кузнецов С. Геологический очерк Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии. вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил. АН, сер. Закавк., вып. 14, 1935.
216. Кузнецов С. Геологический очерк северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк., вып. 15, 1935.
217. Кузнецов С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Матер. по геол. и петр. Грузии, вып. 4. Тр. Совета по изуч. произв. сил. АН сер. Закавк., вып. 22, 1937.
218. Кузнецов С. и Беликов Б. Геолого-петрографический очерк южных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк., вып. 15, 1935.

219. Кузнецов С. и Трифонов Н. Материалы для геоморфологии Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I, Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк., вып. 14, 1935.
220. Кузнецов С. и Трифонов Н. Геоморфология рек Тана и Тедзами. (Триалетский хребет). Мат. для геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН. сер. Закав. вып. 15, 1935.
221. Кузьмин С. Основные лавы Цалкинского плато, Закавказье. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 3. Труды Совета по изучен. произв. сил АН, сер. Закавк., вып. 20, 1936.
222. Лебедев Н. Месторождения кизельгура в Ахалцихском уезде Тифлисской губ. Мат. для геологии Кавказа, сер. 3. кн. 2, 1899.
223. Лебедев Н. Геологическое исследование части Борчалинского уезда в пределах Сомхетии. Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 3, 1902.
224. Лебедев Н. Пояснительная записка к геологической карте Кавказского края. Мат. для геол. Кавказа. сер. 3, кн. 6, 1908.
225. Лебедев Н. Геологическая карта Кавказского края. Масштаб 30 верст в дюйме. Изд. Кавк. горн. управл., 1908.
226. Левченко С. Материалы к познанию латеритов Прибатумья. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк. вып. 14, 1935.
227. Левченко С. О литологии флишевых отложений северо-восточных склонов Триалетского хребта. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк. вып. 15, 1935.
228. Левченко С. Геолого-петрографическое строение северо-восточных склонов Триалетского хребта и литологическая характеристика слагающих его пород. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 3, Тр. Совета по изуч. произв. сил АН, сер. Закавк. выц. 20, 1936.
229. Леонтьев Л. и Хайн В. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. АН Азерб. ССР, т. I, № 2, 1945.
230. Леонтьев Л. и Хайн В. Геотектонические условия на Кавказе в средней юре. АН Азерб. ССР, т. II, № 8, 1946.
231. Леонтьев Л. и Хайн В. Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре. АН Азерб. ССР, т. II, № 3, 1946.
232. Леонтьев Л. и Хайн В. Геотектонические условия на Кавказе в нижнем мелу. АН Азерб. ССР, т. II, № 4, 1946.
233. Леонтьев Л. и Хайн В. Кавказ в верхнемеловую эпоху. Опыт палеогеографической характеристики. Изв. АН Азерб. ССР (отдел. геол. хим. наук и нефти) вып. III, № 11, 1946.
234. Личков В. История Черного моря. Проб. Сов. геологии. № 2, 1933.
235. Лоладзе Г. Геолого-петрографический очерк части Тедзамского ущелья. Тр. Груз. отд. Всес. Инст. мин. сырья, 1938.

236. Лукашевич С. и Страхов В. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Мат. к общей схеме использ. водных рес. Кура-Араксинского байссейна, вып. 5, изд. Закгипровод, 1933.
237. Мазарович А. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1938.
238. Марголиус А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Артвинском округе. Отчет Кавк. горн. управл. за 1910 г.
239. Марголиус А. Главнейшие результаты геологического исследования Артвинского округа. Мат. для геол. Кавказа, сер. 4, кн. 2, 1915.
240. Маруашвили Л. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа. Изд. АН, № 7, 1936.
241. Маруашвили Л. и Клопотовский Б. Геоморфологический очерк средней части Южной Грузии. Груз. отд. ВГФ, 1946.
242. Маруашвили Л. წალკის ქვაბულის გეომორფოლოგიისათვის. ქუთ. სახ. პედ. ინსტ. შრომები, ტ. VI, 1946,
243. Маруашвили Л. Зуртакетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение. Природа № 12, 1946.
244. Маслов К. и Коробков И. О нахождении фаунистически охарактеризованного верхнего эоцена в Гурии. Доклады АН, т. 15, № 2, 1937.
245. Маслов К. О миоцене Гурии. Изв. Геол. группы. Вып. 5, 1937.
246. Меннер В. и Варенцов М. К вопросу о возрасте нуммулитовых слоев Западной Грузии. Информ. сборник, НГРИ, № 2, 1933.
247. Мефферт Б. Геологические исследования в Кутаисском и Ахалцихском уездах. Изв. Геол. Ком. т. 43, № 7, 1924.
248. Мефферт Б. Краткий отчет о результатах исследования в Кутаисском и Ахалцихском уездах в 1923 г. Изв. Геол. Ком., т. XIII, № 7, 1924.
249. Мефферт Б. Геологические исследования в Батумском и Ахалцихском уездах в 1923 г. Изв. Геол. Ком. т. XLIII, № 7, 1924.
250. Мефферт Б. Записка по геологии окрестностей Батума. Изв. Геол. Ком. т. XLVIII. № 4. сер. Кавказа и Крыма, 1929.
251. Мефферт Б. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте. (в Багдадском районе Зап. Грузии). Труды Всес. Геол. Разв. Объедин. вып. 180, 1932.
252. Мефферт. Б. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Труды Всес. Геол. Разв. Объед. вып. 303, 1933.
253. Мефферт Б. Геологический очерк бассейна верхней Куры. Матер. к общей схеме исп. водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, Вып. 5. Изд. Закгипровод, 1933.

254. Мефферт В. Геологические исследования в р-не Аджаристана и Южной Гурии (предв. отчет о раб. 1932/33 г.г.). Рукопись. Груз. Отд. ВГФ. 1933.

255. Мефферт Б. Геологические исследования в области Северного Аджаристана и смежной части Южной Гурии. Предв. отчет о работах 1932 г.—1933 г. Груз. отд. ВГФ, 1933.

256. Мефферт Б. Лигнитовые м-ния Ахалцихского района. Труды Всес. Геол. разв. Объедин. Вып. 304, 1934.

257. Мефферт Б. Геологич. очерк области проектир. мощных гидроэлектростанций в басс. р. Ингура, Цхенис-цхали, Риона и Куры. Труды Всес. Геол. Разв. Объед. Вып. 349, 1934.

258. Мефферт Б. Палеоген западного и южного Закавказья. Геология СССР. т. X, Закавказье, часть I, 1934.

259. Мефферт Б. Тектоника западного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, часть I, 1934.

260. Мушкетов И. Физическая геология, т. II, вып. 2, изд. 2. 1905.

261. Мушкетов И. Материалы по Ахалцихскому землетрясению 19.XII. 1899 г. Труды Геол. Ком. Новая серия, вып. I, 1903.

262. Мушкетов Д. Региональная геотектоника. Изд. ОНТИ, 1935.

263. Надирадзе В. Интрузивные породы западной части Грузинской ССР (Аджария и Гурия). Кн. „Интрузивы Закавказья". Тр. Груз. ГГУ, 1941.

264. Надирадзе В. Геология и рудопроявления района Зекарского перевала. Фонды „Грузцветметразведка", 1946.

265. Наливкин Д. Учение о фациях. Условия образования осадков. Гос. научно-техн. геол.—разв. изд., 1933.

265а. Неймайр М. и Улиг В. Ueber die von Abich im Kaukasus gesammelten Jurafossilien. Denkschrift Wien. Akad. Wiss. B. LIX, 1892.

266. Нуцубидзе К. დასავლეთ საქართველოს ქვედა ცარცის ბრაქიოპოდები. საქ. სსრ მეცნ აკად. შრომები. გეოლ. სერია ტ. II, (VII) 2, 1945.

267. Нуцубидзе К. ძირულის მასივის სამხრეთი პერიფერიის ლიასური ბრაქიოპოდები. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლ.—მინერ. ინსტ. ფონდები, 1946.

268. Обручев С. Новые данные по геологии Боржома. Геологич. вестник. № 4, 1916.

269. Обручев С. Геологический очерк Боржома. Тр. Инст. Прикл. мин. и петр. вып. I, 1923.

270. Обручев В. Образование гор и рудных месторождений. Изд. АН СССР, 1932.

271. Обручев В. Пульсационная гипотеза геотектоники. Изв. АН СССР. сер. геол., вып. I, 1940.

272. Овчинников А. Заметки о террасах Боржома. Изв. Геол. общ. т. XV, вып. I, 1933.
273. Овчинников А. и Огильви Л. Гидрогеологические работы в Боржоми. Груз. отд. ВГФ, 1936.
273а. Опенгейм. Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Paläontographica. XLVIII, 1900—1901.
274. Освальд Ф. Armenien. Handbuch d. regionalen Geologie. V Bd., 3, 1912.
275. Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья с примеч. и допол. В. Богачева. Зап. Кавк. Отд. Росс. Геогр Общ. кн. XXXIX, вып. 2, 1915.
276. Палибин Н. Предварительный отчет об исследованиях ископаемой флоры Годердзского перевала. Изв. Кавк. Отд. Русск. геогр. общ. т. XXII, № 3, 1914.
277. Палибин Н. Некоторые данные о плиоценовой флоре Закавказья. Тифлис. Типогр. Канц. Его Имп. Вел. на Кавказе, 1915.
278. Палибин Н. Ископаемая флора Годердзского перевала. Тр. Инст. Бот. АН СССР, серия I, вып. 4, 1937.
279. Паффенгольц К. Геологический очерк правобережья Куры от р. Алгет до р. Инча-чай. Мат. к общ. схеме использован. водн. ресурсов Кура-Араксинского бассейна. Вып. 5, 1933.
280. Паффенгольц К. От перевала Цхра-Цхаро до Боржоми. Междунар. XVII геол. конгресс (Экспедиция по Кавказу), 1937.
281. Паффенгольц К. Дашкесан и Заглик. Труды Геолкома, вып. 176. 1938.
282. Паффенгольц К. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении. Всес. Мин. общ. часть 67, вып. 2, 1938.
283. Паффенгольц К. Геологическое строение Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа. Арм. отд. ВГФ, 1944.
284. Пахомов В. Предварительный отчет о геологических исследованиях в районе Навтлуга. Фонды Грузнефти, 1932.
285. Пахомов В. Геологическое строение Тифлисского района. 1931—1934 гг. Фонды Грузнефти, 1934.
286. Пахомов В. Стратиграфия палеогена Тифлисско-Навтлугского района. Азерб. нефт. хоз-во № 3, 1934.
287. Пахомов В. К геоморфологии Дзегви-Долярского участка долины р. Куры (Закавказье). Изв. Гос. Геогр. общ. вып. 5, 1934.
288. Петров В. Микролакколиты окрестностей т. Тифлиса. Труды Петр. инст. АН СССР, вып. 3, 1932.
289. Петров В. Жильные породы Аджаристана. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. I. Тр. Совета по изуч. произв. сил. АН, сер. Закавк. вып. 14, 1935.

290. Петров В. Лейцитовые породы Закавказья. Изв. АН СССР. серия геол. № 2, 1937.
291. Рейнгард А. Предварительный отчет о полевых работах Груз. отд. ВГФ, 1936.
292. Рейнгард А. Физико-географическое описание. Геология СССР. т. X, Закавказье, часть I, 1941.
293. Ренгартен В. Геологические исследования в южной части Военно-Грузинской дороги в 1923 г. (Предв. отчет). Изв. Геол. ком. т. XII, № 7, 1924.
294. Ренгартен В. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Росс. Мин. Общ. ч. V, вып. 2, 1926.
295. Ренгартен В. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Труды III Всес. съезда геологов, вып. II, 1930.
296. Ренгартен В. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всес. Геол. развед. объед. вып. 148, 1932.
297. Ренгартен В. Предварительный отчет по изучению меловых отложений Малого Кавказа. Груз. Отд. ВГФ, 1937.
298. Ренгартен В. Меловые отложения восточной части Триалетского хребта. Геология СССР, т. X, Закавказье, часть I, 1937.
299. Ренгартен В. Общий очерк тектоники Кавказа. Международн. Геол. конгресс. Труды XVII сессии в СССР, т. II, 1937.
300. Ренгартен В. Общий обзор мезозоя. Геология ССС, т. X, Закавказье. часть I, 1937.
301. Ренгартен В. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье. Часть I, 1937.
302. Ренгартен В. Тектоника Большого Кавказа. Геология СССР т. X, Закавказье, часть I, 1937.
303. Роква М. Минералого-петрографическое исследование бентонитовых и суббентонитовых глин и их генезис. Груз. отд. ВГФ, 1941.
304. Роква М. и Табагари В. Отчет бокситовой геолого-поисковой партии. Груз. отд. ВГФ, 1945.
305. Рубинштейн М. Грузинская глыбы и элементы ее мезозойской истории. Фонды Груз. Полит. Инст. им. Кирова, 1946.
306. Рухадзе И. Les ammonites aptiennes de la Géorgie occidentale. Bull. de l'Institut Géologique de Géorgie. vol. I, fasc. 3, 1933.
307. Рухадзе И. საქართველოს ზოგიერთი ახალი ან ნაკლებ ცნობილი ცეფალოპოდები. საქ. გეოლ. ინ-ტის მოამბე, ტ. III, ნაკ. 2, 1938.
307а. Рухадзе И. საქართველოს ზედა ცარცული ექინოიდები. საქ. სახ. მუზეუმის მოამბე. ჯ—A, 1940.
308. Рухадзе И. и Эристави М. საქართველოს ალპური ნალექების ფაუნა. საქ. გეოლ. ინ-ის ფონდები, 1938.

309. Рябинин А. Ископаемая лягушка из Закавказья. Ежегод. Русск. палеонтологич. общ. т. VII, 1927.
310. Рябинин А. Заметка об ископаемых птицах из верхнетретичных отложений Закавказья. Зап. Росс. Мин. Общ. т. X, вып. 2, 1931.
311. Рябинин А. К изучению геологического строения хребтов Сагурамо-Ялно и Сабадури в Грузии. Тр. Всес. геол. разв объед. вып. 230, 1932.
312. Саваренский Р. Гидрогеологический очерк бассейна средней Куры. Мат. к общ. схеме водн. рес. Кура-Араксинского бассейна. вып. 5, 1933.
313. Сармин А. Отчет о работах Восточно-Грузинской экспедиции Академии Наук. Архив Совета по изуч. произв. сил АН, 1932.
314. Симонович С. Геологические наблюдения на северо-восточном склоне Триалетии. Мат. для геол. Кавказа. сер. I, кн. 8, 1878.
315. Симонович С. Геологические наблюдения в басс. левых притоков р. Куры между Сурамом и Гори. Мат. для геол. Кавказа. сер. II, кн. 6, 1892.
316. Симонович С. Геологические наблюдения в местности между реками Ксани и Мтиульской Арагвой в пределах Душетского уезда Тифлисской губ. Мат. для геол. Кавказа. сер. III, кн. 2, 1899.
317. Симонович С. К геологии Тифлисской губ. Очерки геол. явлений в долинах средн. и нижнего течений Храма, Алгета, Машавары, Борчалы и Дебеда-чая. Мат. для геол. Кавказа, сер. 3, кн. 4, 1902.
318. Симонович С., Сорокин А. Геологическая карта части Кутаисской губ. Изд. Упр. гор. части Кавк. края, 1887.
319. Симонович С., Сорокин А. и Бацевич Л. Геологическое описание частей Кутаисского и Шорапанского уездов Кутаисской губ. Мат. для геол. Кавказа т. V, 1874.
320. Симонович С. и Сорокин А. Краткий очерк геологических явлений в Ахалцихском третичном бассейне. Мат. для геол. Кавказа. сер. I, кн. 13, 1886.
321. Симонович С. и Сорокин А. К геологии Кутаисской губ. Шорапанский уезд. Мат. для геологии Кавказа, сер. I, кн. 12, 1885.
322. Симонович С. Геологические исследования в области междуречного водораздельного пространства рек Иори и Куры в пределах Тифлис-Самухе. Мат. для геол. Кавказа. сер. I. кн. 9, 1880.
323. Смирнов Г. Эффузивные породы Телетского хребта. Изв. Зак. геогр. общ. т. XXIV. 1916.
324. Смирнов Г. Из геологических наблюдений в Шорапанском уезде. Зак. краеведч. сборник т. I, сер. А, 1930.

325. Смирнов Г. и Заридзе Г. Неоинтрузия в Дзирульском кристаллическом массиве. Докл. АН СССР, т. 2, № I, 1936.
326. Смирнов Г., Татришвили Н., Казахашвили Т. Геолого-петрографический очерк СВ части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Груз. отд. Всес. Инст. Мин. сырья, вып. 2, 1938.
327. Смирнов Г. Эффузивы Закавказья. Груз. отд. ВГФ, 1945.
328. Смирнов Г. и Аревадзе В. Туфы и туфовые лавы Телетского хребта. Тр. Груз. Геол. Управл. вып. 5, 1941.
329. Смирнов Г. *Некоторые замечания по стратиграфии, минералогии* и химии Закавказских и Центрально-Кавказских эффузий. Доклады АН СССР, т. II, № 9, 1946.
330. Смирнов Н. Об андезитовых и базальтовых породах г. Цхра-Цхаро на Кавказе. II. Петрографическое исследование. III. Литературный обзор. Сборн. Минер. каб. Моск. Универ., 1916.
331. Смирнов Н. Об андезитовых и базальтовых породах горы Цхра-Цхаро на Кавказе. Сб. Мин. каб. Москов. Унив., 1918.
332. Смирнов Н. О породообразующих пироксенах и цеолитах г. Цхра-Цхаро в Закавказье. Изд. Минер. Инст. Москв. Гос. Универ., 1923.
333. Сорокин А. Краткий обзор второй половины геологических исследований в Кутаисском и Шорапанском уездах. Изв. Кавк. отд. Имп. Росс. Геол. общ., 1878.
334. Сорокин А. Отложения долины р. Чхеримелы и Сурамского перевала. Речи и протоколы VI съезда русских естествоиспытателей и врачей в С.-Петербурге с 20 до 30 декабря 1879 г.
335. Сорокин А. и Симонович С. К геологии Кутаисской губернии Шорапанского уезда. Долина р. Чхеримела. Мат. для геол. Кавказа. сер. I, кн. 12, 13, 1885, 1886.
336. Сорокин А. и Симонович С. Объяснительная записка к геологической карте части Кутаисской губ. Мат. для геол. Кавказа, сер. II, кн. 2, 1888.
337. Степанов В. Микроскопическое описание туфогенов Алжаристана Мат. по геол. и петр. Грузии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавк. вып. 14, 1935.
338. Схиртладзе Н. პალეოგენის შემდგომი ვულკანოგენ-კონტინენტალური წყება და ეფუზივები სამხრეთ საქართველოს ტერიტორიაზე. საქ. მეცნ. აკად. გეოლ-მინ. ინ-ტის ფონდები, 1946.
339. Танатар И. Материалы для геологии Боржомского имения. Екатеринослав, 1908.
340. Танатар И. Очерк по геологии части Боржомского имения. Зап. Одесск. Отд. Росс. Техн. общ. № 5, 1912.

341. Тарасов М. О сенонском ярусе меловой формации близ Белого Ключа на юго-восточном склоне Триалетских гор. Речи и протоколы VI съезда русск. естествоиспыт. и врачей в С.-Петерб. с 20 по 30 декабря 1879 г. 1880.

342. Татришвили Н. საქართველოს ძველი გრანიტოიდების ასაკის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე ტ. V, № 1, 1944.

343. Татришвили Н. საქართველოს ძველი ფუძე და ულტრა ფუძე ქანების ასაკის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. V, № 2, 1944.

344. Твалчрелидзе А. Вулканы и минералы Телетского хребта. Путеводитель по Тифлису и его окрестностям, 1925.

345. Твалчрелидзе А. Сходство минерального мира окрестностей Тифлиса и Батума. Тр. Краев. съезда, 1936.

346. Тетяев М. Геотектоника СССР. ОНТИ, 1938.

347. Тогонидзе Г. и Назаров Ю. Геолого-технический очерк района гидротехнических сооружений II, III и IV ступеней Храмгэс'а. Груз. отд. ВГФ, 1933.

348. Топурия П. Рквийский интрузив порфировидного гранита, в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. Ин-та Грузии, т. III, вып. 4, 1938.

349. Тюшев В. Ледниковые явления на Кавказе. Гос. Тимирязевский научно-иссл. инст. 1928.

350. Узнадзе М. გოდერძის წყების ფლორა. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე. ტ. V, № 7, 1946.

351. Усов М. Фазы и циклы тектоногенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап. Сиб. геологического треста, 1936.

352. Усов М. Тектоническая теория саморазвития земли. Изв. АН СССР. сер. геол., вып. I, 1940.

353. Устиев К. Интрузия палеозойских гранитов в Борчалинском районе Грузии. Труды Петр. Инст. АН. вып. 7, 1936.

354. Фавр Э. Recherches geologiques dans la partie centrale de la chafne du Caucase, 1875.

355. Фокин А. Геологический очерк средней части Южной Грузии. Груз. отд. ВГФ, 1946.

356. Фохт К. О геологических исследованиях в Кутаисском, Ахалцихском и Батумском районах. Отчет о сост. и деят. Геол. Ком. в 1913 г. Изв. Геол. Ком. т. XXXIII, № 2, 1914.

357. Фохт К. Об исследованиях на водораздельном хребте между р.р. Аджарис-цхали и Коблиан-цхали. Отчет о сост. и деят. Геол. Ком. т. XXXIV, № I, 1915.

358. Фохт К. Об исследованиях в Закавказье летом 1915 г. по меридиану Боржом-Ахалкалаки. Отчет о сост. и деят. Геол. Ком. т. XXXV, № I, 1916.

359. Фурнье Е. Description geologique du Caucase central. Thèses présentées a la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur de sciences naturelles, 1896.
360. Харатишвили Г. Средиземноморско-сарматская фауна левобережья р. Куры между г. Гори и ст. Метехи. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 2. Тр. СОПС АН, вып. 15, 1935.
361. Харатишвили Г. Геология долины р. Куры между г. Гори и ст. Метехи. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 3, Тр. СОПС АН вып. 20, 1936.
362. Харатишвили Г. გვარი Siliqua საქართველოს კოწახურის ნალექებში. საქ. სსრ მეც. აკად. მოამბე. ტ. 6, № 5, 1945.
363. Харатишвили Г. საყარაულოს ჰორიზონტის ასაკისათვის. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. VI, № 6, 1945.
364. Хайн В. и Леонтьев Л. Основные элементы геотектоники Кавказа в герцинском цикле. АН Азерб. ССР, т. I, № 2, 1945.
365. Хайн В. и Леонтьев Л. Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре. АН Азерб. ССР, т. II, № 3, 1946.
366. Хайн В. и Леонтьев Л. Геотектонические условия на Кавказе в нижнем мелу. АН Азерб. ССР, т. II. № 4, 1946,
367. Хайн В. и Леонтьев Л. Геотектонические условия на Кавказе в средней юре. АН Азерб. ССР. т. II, № 8, 1941.
368. Хайн В. и Леонтьев Л. Кавказ в верхнемеловую эпоху. Опыт палеогеографической характеристики. АН Азерб. ССР, вып. III, № 11, 1946.
368а. Хучуа М. Петрографические коррелятивы юго-западной части Ахалцихского буро-угольного месторождения и корреляция разрезов некоторых буровых скважин. Фонды треста Грузуглеразведка, 1946.
369. Цагарели А. Меловые иноцерамы Грузии. Сообщ. Груз. фил. АН СССР, т. I, № 3, 1940.
370. Цагарели А. Горизонт с Inoceramus labiatus в Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 8, 1941.
371. Цагарели А. საქართველოს ცარცული ინოცერამები. გეოლ. ინსტ. შრომები. გეოლ. სერია, ტ. I (VI) 2, 1942.
372. Цагарели А. დასავლეთ საქართველოს ზედა ცარცი. გეოლ. ინსტ. ფონდები, 1942.
373. Цагарели А. К вопросу о проявлении австрийской фазы в Западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 8, 1942.
374. Цагарели А. საქართველოს ცარცი. გეოლ. ინსტ. ფონდები, 1943-44.
375. Цагарели А. თრიალეთის ქედის ჩ-კალთების ცარცული ნალექები. გეოლ. ინსტ. ფონდები. 1945.
376. Цагарели А. საქართველოს ზედა ცარცული ფაუნა გეოლ. ინსტ. ფონდები, 1946.

377. Цагарели А. К стратиграфии верхнемеловой вулканогенной фации („мтавари"). Сообщ. АН Груз. ССР, т. VII, № 1—2, 1946.
378. Цулукидзе Г. Геологическое описание окрестностей Навтлуга, составляющего юго-восточную часть г. Тифлиса. Мат. для геол. Кавказа. Сер. I, кн. II, 1881.
379. Цулукидзе Г. Геологические исследования в области речных долин Алгети и Храми. Мат. для геол. Кавказа. Сер. 2, кн. I, 1887.
380. Чикоидэе В. Геоморфология южной части Тбилисского 5 км планшета. (Отчет Тбилисской геол. съем. партии за 1938 г.) Груз. отд. ВГФ, 1939.
381. Чихелидзе С. и Гамкрелидзе П. ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის. საქ. გეოლ. ინსტ. მოამბე, ნაკ. 2, 1932.
382. Чихелидзе С. ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთი ნაწილის გეოლოგიურ-პეტროგრაფიული აგებულება. საქ. სსრ მეცნ. აკად. გეოლ. მინერ. ინსტიტუტის ფონდები, 1945.
383. Чхотуа Г. Предварительный отчет о промышленной разведке м-ния андезита близ с. Цихис-Джвари, Боржомского района. 1931 г. Груз. отд. ВГФ, 1932.
384. Чхотуа Г. Андезит. Минер. Рес. Груз. ССР, 1933.
385. Чхотуа Г. Отчет о геолого-петрографических работах в Боржомском районе. Груз. отд. ВГФ, 1933.
386. Шатский Н. и Меннер В. О стратиграфии палеоген Восточного Кавказа. Бюлл. Москв. общ. испытат. природы. Геология VI, 1927.
387. Шатский Н. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР. Серия геол. № 4, 1946.
388. Шишкина-Богачева А. Корбулевые слои в окрестностях Боржома. Изв. Азерб. Гос. Унив. т. IV, 1924.
389. Шишкина-Богачева А. Новые находки приабонской фауны в Боржомском районе. Изв. Азерб. Гос. Универ. Отд. „Естествознание и медицина". т. 8, 1929.
390. Эберзин А. О присутствии отложений киммерийского яруса в Аджаристане. Докл. АН СССР, 1933.
391. Эберзин А. Плиоцен Западного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, часть I, 1941.
392. Эдилашвили В. Отчет Тбилисской геолого-съемочной партии за 1938 г. Груз. отд. ВГФ, 1939.
393. Эдилашвили В., Гамкрелидзе П. Геологическое описание листа К-38-XVI (Тбилиси). Груз. отд. ВГФ, 1940.
394. Эдилашвили В. и Гамкрелидзе П. Геологическое описание листа К-38-XX (Боржоми). Груз. Отд. ВГФ, 1941.
395. Эдилашвили В. Сводный геологический отчет по листу К-38-XXII (Телави). Груз. отд. ВГФ, 1940.

396. Эристави М. Новые данные по стратиграфии средней части меловых отложений окрестностей Кутаиси. Сообщ. Груз. филиала АН СССР, т. I, № 4, 1940.
397. Эристави М. К вопросу о наличии клансейского горизонта в Западной Грузии. Сообщ. АН СССР, т. II, № 5, 1941.
398. Эристави М. აპტის და ალბის საზღვრის შესახებ დასავლეთ საქართველოში. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. VI, № 1, 1945.
399. Эристави М. დასავლეთ საქართველოს აპტის დანაწილების შესახებ. საქ. სსრ მეც. აკად. მოამბე, ტ. VI, № 5, 1945.
400. Эристави М. ქუთაისის მიდამოების ცარცის შუა ნაწილის სტრატიგრაფია. სტალინის სახ. თბილ. სახ. უნივერს. შრომები, XXVIII, 1946.

Напечатано по постановлению редакционно-издат. совета Академии Наук Грузинской ССР

Редактор—действ. чл. АН ГССР
А. И. Джанелидзе
Тех. редак.—А. Р. Тодуа

Редакционно-издательский совет
Академии Наук Грузинской ССР
№ 19

Заказ № 99. УЭ 05295. Тираж 1000
Подписано к печати 29.8.1949
Разм. бум. 74×105. Печатн. л. 33
Печатно-издательских форм 40

Типогр. АН ГССР, ул. Церетели, № 7

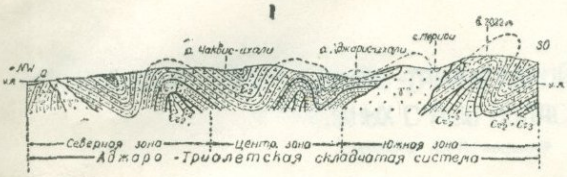
СХЕМАТИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И СМЕЖНЫХ С НЕЮ ОБЛАСТЕЙ

Составил П. Д. Гачрелидзе

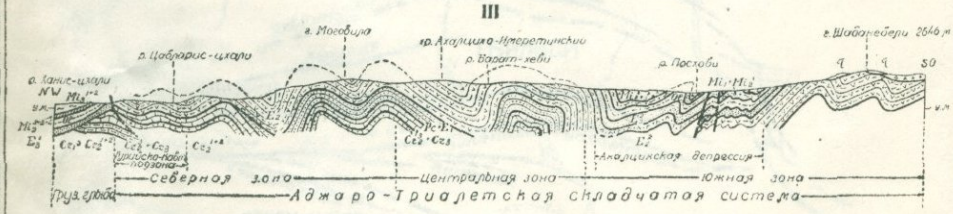
1946 г.

I

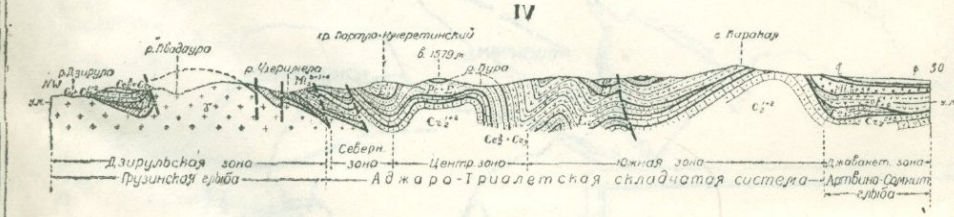


II

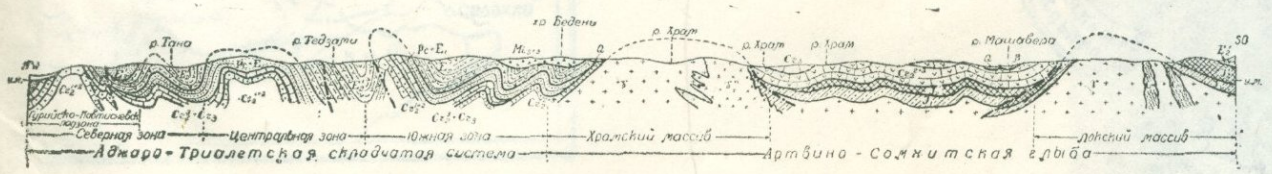
III



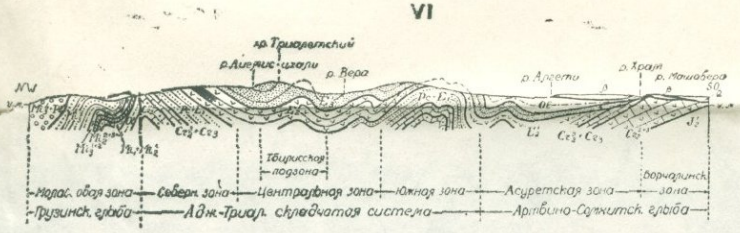
IV



V



VI



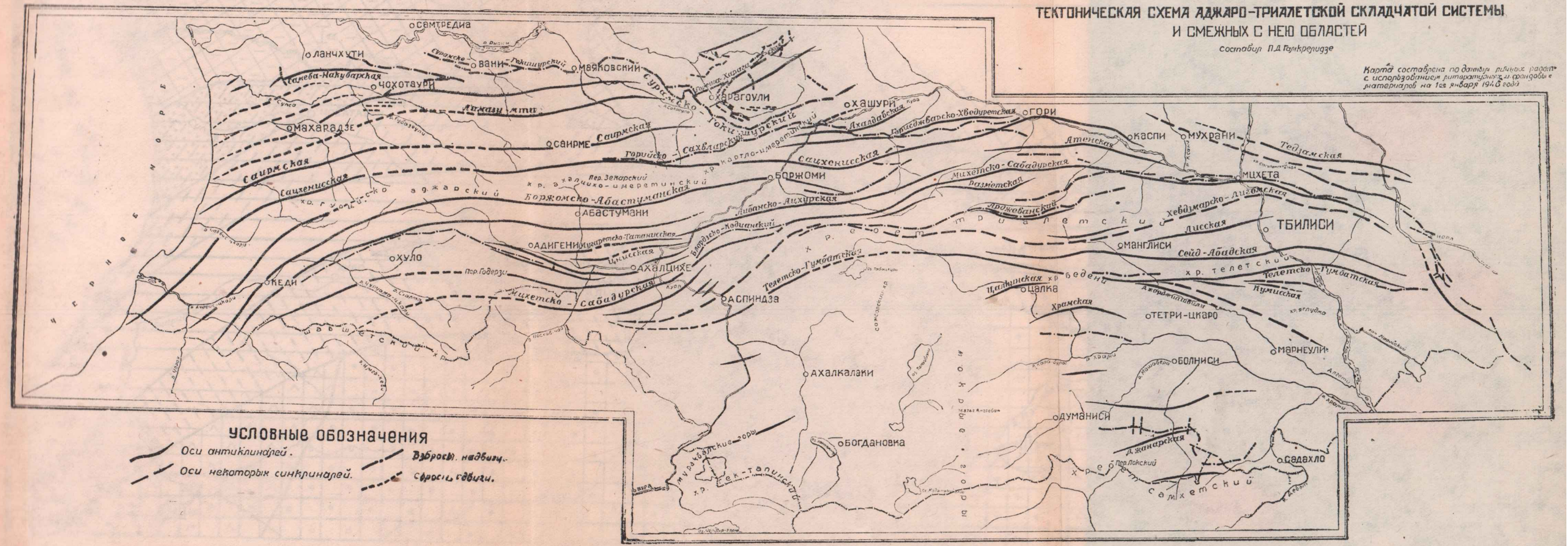
ЛЕГЕНДА

- Q — Делювий
- N_2^3-P_1 — В. миоцен (мэотис) и плиоцен — конгломераты, пески, песчаники, глины, брекчии с гарбанзой, мергели.
- N_1^3 — В. миоцен (б. сармат) — Песчано-глинистые отложения (акчагыльская свита)
- N_1^{2-3} — В. миоцен (ср. и н. сармат) — Песчаники, мергели, известняки
- N_1^{2-3} — Ср. и в. миоцен — Пестроцветные глины и андезито-базальтовые лавы, туфобрекчии, рудные конгломераты (годердзская свита).
- N_1^2 — Ср. миоцен — Глины, песчаники, известняки, кварцевые песчаники
- N_1^1-N_1^2 — Н. миоцен и низы ср. миоцена — Нижн. и верхн. ципровые песчаники
- Ol — Олигоцен — Гипсоносные глины и песчаники майкопской фации.
- E_3^3 — В. эоцен — Глинисто-песчанистые нуммулитовые, вулканогенная свита (Ацквеская свита), фораминиферовые мергели.
- E_3^{1-2} — Ср. эоцен (сверхний ярус) — Пестроцветные слоистые туфо-, туфогенные глины, сланцеватые мергели, глины и песчаники (верхняя слоистая туфоген. толща).
- E_2^{1-2} — Ср. эоцен — Слоистые туфопесчаники, органогенные и туфогенные и массивные андезитовые туфобрекчии с андезитовыми базальтами.
- P_2-E_1 — Н. эоцен-палеоцен — Тонкослоистые известковистые глины и песчаники, мергели, реже известняки (боржомский ярус).
- P_2^{1-2} — В. мел. — Известняки, мергелистые глины, реже туфогенные
- P_2^{1-2} — Ср. и в. мел. (турон-сенон) — Пестроцветные мергели и глины, белые слоистые известняки, конгломераты, мергели и реже туфогенные (для Аджаро-Триалетск. склад. систем); слоистые известняки и мергели с красными глинами (для Груз. глыбы).
- P_2^{1-2} — Ср. мел (сеноман-турон) — Кварцпорфировая бурвулканогенная толща, конгломераты, рифогенные известняки, мергели, известковистые песчаники
- P_2^{1-2} — Ср. мел (турон, сеноман) — Порфиритовая бурвулканогенная толща с линзами туфо-слоистых мергелей.
- K_1^{3-4} — Н. и ср. мел (баррем, апт, алб, сеноман) — Известняки и мергели, глауконитовые песчаники, кварцево-глауконитовые известняки и бурвулканогенные образования.
- K_1^{1-2} — Ср. юра (байос) — Порфиритовая свита с кварцпорфирами в основании.
- J_2^{1-2} — Н. юра (байос) — Бурвулканогенные образования (литариты), конгломераты, кварцевые и глинистые песчаники, глинистые гранистые сланцы и красные известняки.
- Pz_2 — н. палеозой — Метаморфизованная толща
- Γ — Древние гранитоидные породы и кристаллические сланцы (палеозой, докембрий)
- β — Кислые нейтрумулы
- α — Верхнеплиоценовые андезито-базальтовые лавы
- β — Четвертичные лавы
- Взбросы, надвиги
- Сбросы

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И СМЕЖНЫХ С НЕЮ ОБЛАСТЕЙ

Составил П.Д. Гамкрелидзе

Карта составлена по данным личных работ с использованием литературных и фондовых материалов на 1-ое января 1948 года



Условные обозначения

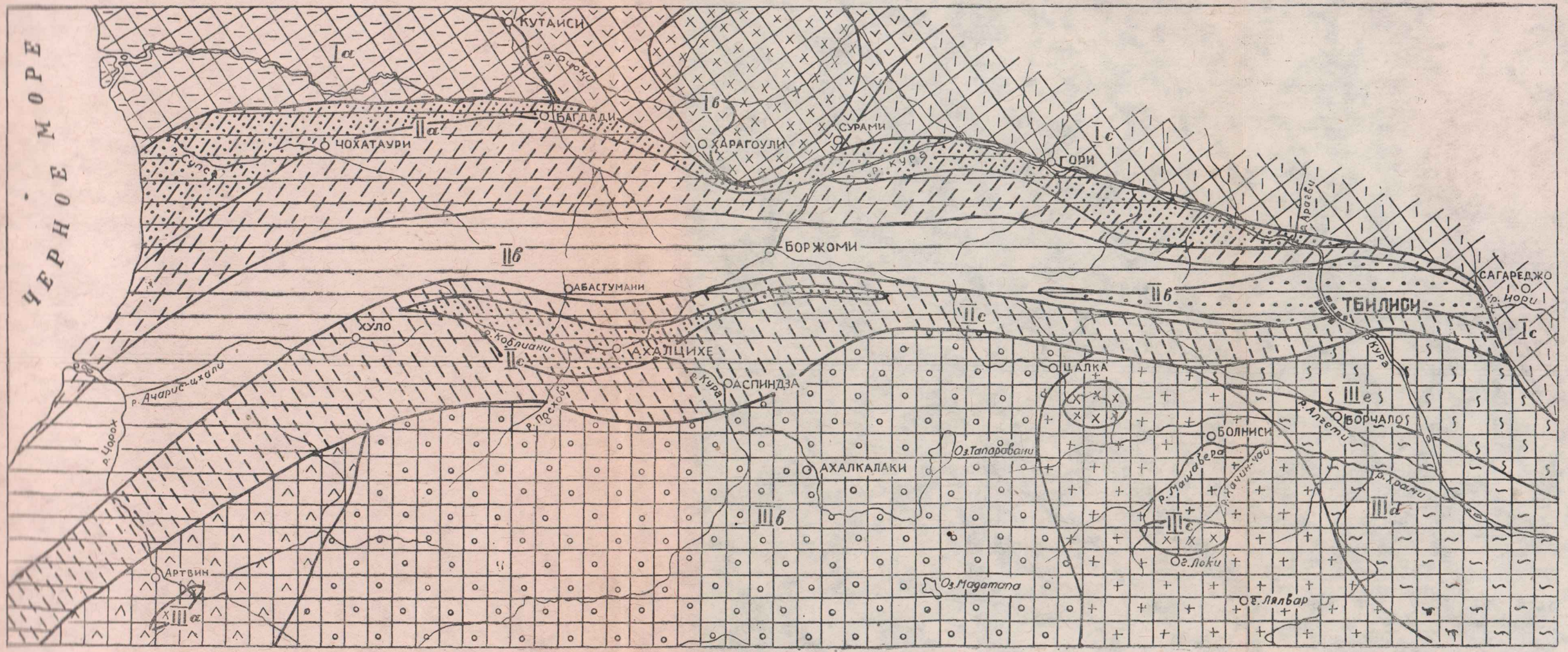
- Оси антиклиналей.
- Оси некоторых синклиналей.
- Взбросы, надвиги.
- Сбросы, сдвиги.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА

АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ

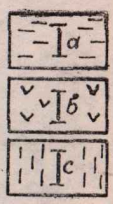
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И СМЕЖНЫХ С НЕЮ ОБЛАСТЕЙ

составил П.Д. Ганкрелидзе
1946 г.



ЛЕГЕНДА

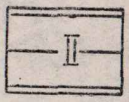
Грузинская глыба



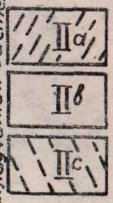
Колхидская зона

Дзирульская зона

Молассовая зона



Аджаро-Триалетская складчатая система



Северная зона

Центральная зона

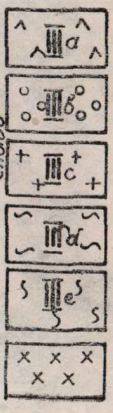
Южная зона

Гурийско-Кавтискевская подзона

Дигомско-Сартичальская подзона

Ахалцихская подзона (депрессия)

Артвинско-Сомхитская глыба



Артвинская зона

Джавахетская зона

Болнисская зона

Борчалинская зона

Асуретская зона

Обнаженные части субстрата глыб

ფასი 25 მან.

228