

日本地質学会関西支部報

—No. 33—

1956年9月24日発行

報告事項

第9回支部総会

日本地質学会関西支部第9回総会は1956年5月12日午後1時より京都大学理学部地質学鉱物学教室において開催された。はじめに坂口重雄氏を議長に選出、1955年度事業報告があった後、議事に移った。

議事 ○1955年度決算および1956年度予算承認。

○支部規約改正。

○山根新次氏を会費不要会員に推薦承認された。

○役員改選

はじめに結果が発表された。(敬称略)

支部長

松下 進	43	榎山次郎	32
春本 篤夫	17	熊谷直一	5

支部幹事

京都部会

早瀬 一	48	川井直人	54
吉沢 甫	42	日下部吉彦	39
森島正夫	37	森下 晶	35

(以下略)

○阪神部会 石井健一 58

○北陸部会 尾崎金右衛門 55

○四国部会 中川衷三 59

松下、早瀬両氏が役員就任を辞退されたため、これを了承、後日榎山氏が支部長に、日下部氏が幹事に決定した。

日本地質学会関西支部規約

第1条 本支部は「日本地質学会関西支部」と称します。

第2条 本支部は地学の進歩発展および普及と会員相互の親睦とを図ることを目的とします。

第3条 本支部は北陸3県、近畿2府5県、山陰2県、四国4県に在住する日本地質学会々員および地学に関係し特に入会を希望するものを会員とします。

第4条 本支部の事務所を京都大学理学部地質学鉱物学教室内に置きます。

第5条 本支部に左の部会を置きます。

北陸部会 (富山県、石川県、福井県)

京都部会 (滋賀県、京都府、三重県、奈良県)

阪神部会 (兵庫県、大阪府、和歌山県)

山陰部会 (鳥取県、島根県)

四国部会 (香川県、徳島県、愛媛県、高知県)

第6条 本支部は第2条の目的を達成するため、左の事業を行います。

講演会(例会)、講習会、見学旅行、懇親会

支部報の発行、その他目的達成のため必要と認められる事項。

第7条 本支部運営の基本方針を決定するため年1回総会を開きます。

第8条 本支部運営の執行機関として左の役員を置きます。

支部長 幹事7名

支部長および幹事の任期は1年とします。ただし、重任は差支えありません。

第9条 支部長は支部会員が互選し、また幹事は各部会毎に選挙あるいは推薦し、総会に於いて承認を受けるものとします。

幹事は京都部会3名、他は各1名とします。

第10条 支部長および幹事は「幹事会」を組織し、総会の決議に基づき業務執行の方針を決定します。

第11条 支部長は本支部を代表し、日本地質学会との連絡に当たります。

支部長事故あるときは支部長の指命する幹事1名がこれに当たります。

第12条 幹事は本支部一切の業務を執行します。

第13条 本支部会員は会費として年額金200円を、ただし、学生(大学院学生を含む)は年額金150円を納入するものとします。

正常の理由なく1ヵ年以上会費を滞納した会員は幹事会の審議を経、支部長承認の下に除籍することが出来ます。

第14条 本支部規約は総会に於いて出席者の過半数の賛成を得て改訂および附加することが出来ます。

附則 本規約は昭和31年5月より施行します。

総会に於ける講演

中島和一：南信平岡地方の地質学的岩石学的研究
——主として花崗岩類について

小黒讓司：北信地方の新第三系の砂岩について
清水大吉郎：兵庫県三方地方の地質——特にレピドリナ帯について

6月例会

6月23日午後1時より、京都大学理学部地質学鉱物学教室で開催され次の講演が行われた。

波部忠重：鳴門海峡の堆積物

日下潔吉彦・宮村学：伊勢市南方の古生層

江原真伍：東北日本の太平洋運動、その他について

山口謙次：山陰地方産花崗岩質岩石について(第1報)

会 計 報 告

1) 30年度決算

収入の部

会費	11,400円
本部からの補助	9,000
前年度繰越金	10,451
雑収入(支部報完却代)	495

31,346円

支出の部

支部報印刷費	18,000円
通信郵送費	6,090
部会補助	2,500
特別講演謝礼	480
交通費	1,200
消耗品費	712
次年度繰越金	2,364

31,346円

2) 31年度予算

収入の部

会費	*23,750円
支部補助	9,000
繰越金	2,364

35,114円

(※新会費、会員数、納入成績などより見積った)

支出の部

支部報印刷費(4回)	1,8000円
同発送費	3,650
通信費	2,450

部会補助(四国、北陸)	5,000
交通費	2,000
特別講演謝礼(2回)	1,000
消耗品費	1,000
予備費	2,014
	35,114円

3) 会費引上の事情

29年度では会報の発行回数少なく、それによる繰越金増のため、30年度では会報発行回数を増すことができた。31年度では30年度よりの繰越金に乏しく、30年度と同程度の会報を発行するため、さらに見学会、講演会などの開催を容易にするためなどに会費の引上げが必要になった。

4) 会費の納入状況

30年度乃至それ以前の会費の納入状況は、31年8月末の状況では80%を越えた。しかし、31年度分、未だいらじるしく不良である。納入に対して御協力をお願いしたい。

兵庫県三方地方の舞鶴層群

清水 大吉郎
(京大地質)

本地域の古生層は五万大層市場図幅に言う明延層であるが、下のように中上部二疊系舞鶴層群の各層と中下部三疊系夜久野層群とにわけられる。これらは三疊系を中心とする、東北西南方向の帯状配列を示し、その両外側を夜久野塩基性侵入岩類が貫いている。

夜久野層群	上層田層 断層	青色砂岩
舞鶴層群	横山層	礫岩・黒色グレイ・フック砂岩・頁岩
	三方層 断層	上部：黒色粘板岩・石灰岩 下部：青灰色砂岩
	井内層	輝緑凝灰岩

上層田層は化石はないが、岩相から夜久野層群と考えられる。横山層は石灰質細礫岩に紡錘虫を含み、これは球磨層および各地の舞鶴層群の *Lepidolina-Yabeina* type のものであって、上部二疊紀を示す。三方層は化石は少ないが、腕足類 (*Spiriferina* cf. *cristata*) から北上山地の叶倉統下部に対比される可能性がある。また石灰岩にまれに *Palaeofusulina* sp. が含まれ、これは華南の長興石灰石の *P. sinensis* に近い。

この層序は舞鶴層群一般に適用しうが、舞鶴地帯に限らず、日本各地の *Lepidolina-Yabeina* type の紡錘虫には一般の *Yabeina* Zone の要素を全く含まないことから、両者が別々に存在し、おそらくは *Lepidolina-Yabeina* type がより上部の層準を示すことが推定できる。しかし両者は近接して分布しないこと、また *Lepidolina-Yabeina* type の下の層準(?)に腕足類を含む石灰岩を伴うことなどは注目すべきである。

平岡地方領家帯の地質学的岩石学的研究

—主として花崗岩類について— (要旨)

中 島 和 一
(京大地質)

標題地は、平岡村を中心とする長野県の南端部と静岡県水窪町の奥領家地方とからなり、中部地方領家帯中央の東南部に当る。卒業研究以来この地方の研究を行っているが、これまでの結果について報告したことの要旨を記す。

この地方の大半は領家式の変成岩類・塩基性岩類・花崗岩類などからなり、これらは東端部に於いて鹿塩

片麻岩に移化する。領家変成岩類は、主としてこの地方の南西部から中央部にかけて分布し、この変成岩地域は中央部で上・側面と、花崗岩類によって包囲されている。泥質変成岩には縞状雲母片麻岩からホルンフェルスまであり、その変成岩相は花崗岩相の変化と対応して変化するようである。重晶石はどの岩相にも多く見られ、珪線石の斑状変晶は片状トナル岩下部の縞状片麻岩のみに限られる。塩基性岩類は、変輝緑岩・斑輝岩および石英閃緑岩からなり、何れも主要な変成・深成作用以前に生成したものである。花崗岩類は、この地方で最も広い分布を示し、種々の岩相が認められる。しかし、何れも大きくは周囲の構造と調和した分布を示す。変成岩類・塩基性岩類および花崗岩類相互の片理は、ほぼ一致している。この地方の一般的走向は東北東、傾斜は北西ないし北である。しかし、部分的に走向・傾斜ともかなり変化する。

花崗岩類*

花崗岩類は、野外に於いて比較的疎造な関係**にあり、岩質・構成鉱物の上で種々な差異が認められる。平岡花崗岩Ⅰ(粗粒)およびⅡ(細粒)の2岩型に大別される。前者は後者よりはるかに広い分布を示す。平岡花崗岩Ⅰはさらに、野外に於ける相互関係から、次の3岩種に区別される。

片状トナル岩 早期種
片状花崗閃緑岩 ↓
アダメロ岩 晩期種***

以上の岩型および岩種は、さらに種々の岩相に細別される。しかしそれらは、ほとんど常に漸移し、同一岩種の部分的な変化であると思われる。

平岡花崗岩Ⅰ

片状トナル岩は、中・粗粒でいちじるしい片理をもつ。中央部から西部にかけて、変成岩類の上部・片状花崗閃緑岩の下部に見られる。変成岩類および塩基性岩類と調和的・整合的な関係にある。塩基性岩に漸移することがあり、多くの塩基性捕獲岩を持つ。片状花崗閃緑岩との関係は、その中粒の岩相によって切られている場合と漸移関係にある場合とがある。後者の場合中間相に加里長石の大型斑状変晶を生じていることが多い。

片状花崗閃緑岩は、最も主要な岩種である。岩相変化いちじるしく、アダメロ岩あるいはトロニウム岩質であることも多い。普通粗粒。微斜長石の偽斑晶を持つことが多い。南西部を除き広く分布し、変成岩中に小岩脈として入ったり、珪化あるいは花崗岩化作用をあたえたりしていることがある。アダメロ岩の優白質花崗岩あるいは、アブライト質の岩相に切られている場合と、アダメロ岩に漸移している場合とがある。

アダメロ岩は斑状花崗閃緑岩地域に小岩体として見られ、北部の為栗付近のものが最も大きい。ホルンフェルス中の小岩体は、優白質でしばしば柘榴石を持つ。一般に変成石理は目立たない。

以上の3岩種は深い血縁関係にあり、一般に

- 1) 晩期種ほど加里長石に富んでいる。
- 2) 早期種は深成・造山時的・混成岩的な性質を持つ。

ち、晩期種ほど浅成後造山時的・進入岩的な性質を持っている。

平岡花崗岩Ⅱ（細粒花崗閃緑岩）

片理のあるものとなないものがあり、部分的にはアゲメロ岩質あるいはトロニウム岩質である。角閃石をほとんど持たないこと、多くの場合微斜長石のPoikiloblastを持つこと、斜長石の正常累帯構造が目立つことなどは、平岡花崗岩Ⅰとの相異点である。

片状のものは、主として北西部の泥質変成岩中に見られる。泥質岩起源の塩基性捕獲岩を多く持つ。しばしば黒雲母の斑点あるいは条痕を持つ。塊状のものは片状のものに伴うほか、平岡花崗岩Ⅰ中に岩脈状の小岩体として多く見られ、変輝緑岩あるいは、泥質変成岩に伴う細粒トロニウム岩に類似することがある。

野外および顕微鏡下の観察から、平岡花崗岩Ⅱは、泥質変成岩あるいは変輝緑岩を原岩とし、交代作用によって生成したと思われる。しかし、平岡花崗岩ⅡがⅠの中粒・塊状の岩相に貫かれている場合のほかに、Ⅰをその捕獲岩あるいは母岩ごとに、貫いている場合があり、平岡花崗岩Ⅱにも、晩期に進入岩的な性質を持ち、Ⅰを貫いた岩相があると思われる。平岡花崗岩Ⅱの活動は、Ⅰのペグマタイト期以前にほとんど停止していたようである。

* いわゆる花崗岩質岩石という意味である。明らかに変成起源の花崗岩質岩石あるいはごく小さい露出しか示さないものは省略する。

** 両者が変成岩の隔壁により、さえぎられている場合と明瞭な境をもち一方が他方を貫いている場合が多い。

*** かなりの時間的へだたりを持って生成したのか、ほとんど連続して生成したのか、今後検討しなければならぬ。

北信地方の新第三系の砂岩につ

いて

小 黒 讓 司
(京大地質)

北信地方に分布する新第三系は下部より、青木層、小川層、欄層の3つに大別される。本間は、水内、東筑地域に分布するこれらの地層に対し、水内相、東筑相の名前を与えた。

1) 砂岩の研究手法

水内相、東筑相を垂直にきるルートをも3本ずつ計6本のルートについて観察し、 ϕ 層厚100米に1コの割合でサンプリングを行なった。しかし薄片をつくって観察したのは、そのうち80コで、大体300米に1コの割合である。

薄片で観察される砂岩の性質は、

i) 粒度分布—石英粒の最大長径をmicrometerで測り、0.1mm単位で分類した。

ii) 円形度—Pettijohn (1949) によって5段階に分けた。

angular, subangular, sabrounded, rounded, well rounded.

iii) 構成鉱物の種類とその量比

鉱物の量比はmicrometerが鉱物をきる長さを平均して求めた。

2) 野外での観察

砂岩はstructureによつて2つに分けられる。

group A: 泥岩と互層し、厚さは50cm以内、10~5cmのものが普通。細粒、graded beddingを示すものがある。泥岩がラミナ状に入る。(青木層の大部分、小川、欄層の一部の砂岩)

group B: 厚い塊状砂岩、礫が散在したり、レンズ状に入ることがある。礫岩も伴う。ripple markも普通にみられる。

3) 薄片での観察

i) 粒度分布—group A, Bはさらに分けられる。

group A {A₁: 細粒で、淘汰の良いもの
 {A₂: 粗粒で、淘汰の悪いもの

group B {B₁: 粗粒で、淘汰の悪いもの
 {B₂: 細粒で、淘汰の良いもの

Table 1 石英砂粒の粒度分布

locality	平均粒径	標準偏差	砂岩型		
I	A	1) 0.20	0.07	A ₁	
		2) 0.22	0.07	A ₁	
		3) 0.21	0.07	A ₁	
	O	4) 0.19	0.07	B ₂	
		5) 0.18	0.09	B ₂	
		6) 0.16	0.06	B ₂	
		7) 0.18	0.06	B ₂	
		8) 0.17	0.07	B ₂	
		9) 0.20	0.07	A ₁	
	S	10) 0.19	0.07	A ₁	
		11) 0.13	0.04	B ₂	
		12) 0.16	0.05	B ₂	
II	A	1) 0.32	0.16	B ₁	
		2) 0.17	0.07	A ₁	
	O	3) 0.16	0.06	A ₁	
		4) 0.20	0.07	B ₁	
		5) 0.22	0.09	B ₂	
	S	6) 0.21	0.07	B ₂	
		7) 0.42	0.18	B ₁	
III	A	1) 0.18	0.07	A ₁	
		2) 0.26	0.12	B ₁	
		3) 0.29	0.12	B ₁	
		4) 0.17	0.05	A ₁	
		5) 0.17	0.05	A ₁	
		6) 0.26	0.11	B ₁	
	O	7) 0.22	0.09	B ₂	
IV	A	1) 0.17	0.06	A ₁	
		2) 0.22	0.08	B ₂	
	O	3) 0.47	0.23	B ₁	
		4) 0.38	0.23	B ₁	
		5) 0.45	0.24	B ₁	
		6) 0.15	0.05	B ₂	
		7) 0.46	0.16	B ₁	
		8) 0.39	0.16	B ₁	
		S	9) 0.39	0.19	B ₁
			10) 0.26	0.19	B ₁
V	A	1) 0.23	0.11	A ₂	
		2) 0.27	0.16	A ₂	
		3) 0.30	0.11	A ₂	
	O	4) 0.37	0.10	B ₁	
		5) 0.20	0.11	B ₁	
		6) 0.39	0.16	B ₁	
		7) 0.35	0.15	B ₁	
VI	A	1) 0.32	0.15	B ₁	
		2) 0.33	0.12	A ₂	
		3) 0.23	0.10	A ₂	

4	0.17	0.06	A ₁
5	0.22	0.10	A ₂
6	0.40	0.12	B ₁
7	0.31	0.11	B ₁

A青木層, O小川層, S柵層

ii) 円磨度—砂粒が小粒のため、堆積過程を通じて得られた円磨度を示さなかつた。

iii) 構成鉱物

- i) chemical fraction, matrix として入ってくる Calcite の量の変化がいちじるしい。
 group 1; non calcareous sandstone
 group 2; calcareous sands:one
 group 3; limy sandstone (Krumbein 1951)

Table 2, Group A, B, 1-3 と地層との関係

	Group A			Group B			標本数
	A ₁	A ₂	A ₃	B ₁	B ₂	B ₃	
Group 1	1	1		1	1	3	2
Group 2	1	5		2	4	1	2
Group 3	6	2		2			3
地層名	A	O	S	A	O	S	A

ロ) detrital fraction, 地域別、地層別の変化がいちじるしい。砂岩の分類には、大きく3つの系統がある。

Krynine, Folk—source rock を示すことを主眼とする。

Petlijohn—堆積過程を重視する。

Krumbein, Sloss, Dapples—上の両者を折衷したもの。

しかし、この研究では種々の理由から、単に肥積的な意味で岩石学者がよく用いる直角二等辺三角形の方法を適用した。

ロー1) 青木層

変成岩片の量は全般に少なく、地域的变化はほとんど認められない。

〔不安定物質/安定物質〕の値は I, II では他のものより小さい。

古い堆積岩の岩片は I, II ではほとんど認められない。

ロー2) 小川層

変成岩片は水内地域ではほとんど含まれないが、東筑地域では青木層より多く含まれる。

〔不安定物質/安定物質〕の値の北部への減少は東筑より水内地域にていちじるしい。

水内地域では古い堆積岩片は北部へ急減し、また東筑地域では火山岩片がほとんど認められない。

ロー3) 柵層

小川層と同じ傾向が認められる。

4) 結論

この時代の堆積盆地は北へ開いていたことは明らかであるが、青木の後期以後、水内、東筑地域には異なった堆積環境が支配していたと考えられる。

matrix としての Calcite の成因は Kueuen によって9つの説が紹介されているが、どれが正しいかは直接観察されなかつた。しかし Table 2 から考えてみると、Calcite の量の違いは、堆積後の温度、圧力

の変化の違いよりも、むしろ海水中の Ca 分の飽和度の違いを重視したい。

註① 水内相の北から南へ、I, II, III,

東筑相の北から南へ、IV, V, VIとする。

② 不安定物質とは、長石類、岩石片のようなもの、定定物質は、石英、チャートをいう。

鳴門海峡の堆積物

波部重忠

(京都大学理学部動物学教室)

読売新聞の鳴門海峡学術調査団に参加して、鳴門の激しい潮流と生物の分布およびその遺骸の堆積との関係について調査した。

〔概況〕

鳴門海峡では潮流が最も早く流れている最も狭い部分が最深部にならず、和泉砂岩で出来た峯が、その海底にそそり立って、水深は50m余に過ぎない。そして、それをはさんで播磨灘側では北へ約1kmで水深200m余、南の紀伊水道側では南へ約3kmで水深150m余の海域が出来ている。そして最も狭い部分の底質は岩盤であるが、それから離れたにしたがって大きい円礫が積み重なっており、次に礫に砂が混じるようになり、3~4kmも離れた海域では水深も次第に浅くなって砂および貝殻で底質が出来ている。主流をはずれた両側の底質は鳴門より遠ざかった主流部の砂および貝殻よりなっている海域の底質とほとんど同様である。

〔底生動物とその死骸〕

鳴門海峡の最狭部の潮流の最も早いところの岩盤の上は、アカフジツボ、イガイが主要生物となって、表面を密に被っている。鳴門海峡では潮流が最も早い時には毎時11ノットを超えることがある。(普通はこれよりも弱くて大潮時で7, 8ノット位であり、一日に4回流れの方向が変り、その転換の間に流れのほとんど止る“タルミ”がある。)しかし、この強い潮流は生物のすむのになら制約的には働いていないのみならず、かえってこの岩盤の上が生物のすむのによい場所になるようになってきている。岩盤の上に固着してすむ生物にとっては、潮流はプランクトンなどの餌を運搬して来るので、じっとしていても餌を十分に得られ、一定面積あたりには、普通の場所より多数の生物がすめることになる。

しかし、岩盤の上に多数の生物のすめるのは餌の量だけが関係しているのではない。底が安定したすみ場所であることが附着する生物にとってさらに重要なことなのである。岩盤の上に大きい円礫が重なっているような場所はアカフジツボやイガイが附着していないのみならず、自由生活をする生物もほとんどない。これは礫が潮流に対して不安定なことが生物の生息場所として不適当になると考えられる。さらに鳴門より遠く3~4km以上も隔って、底質が礫、貝殻または砂、貝殻に変わるとアカフジツボやイガイの死骸がここに多く見られるようになる。

またユキノミ、スダレモシオ、ホクロ、シマナミマガシワモドキ、クチベニデ、ミミエガイなど、ここ

砂、貝殻底に多くすむ貝類の死殻もこの堆積死殻の主要構成種となる。すなわち、ここでは砂の中にもぐって貝が生活できるほどに底が安定してきたわけで、ゴカイ類でもハナカンムリのような貝類をつづって棲管をつくる類が多くなる。ところがこれと同じ構成の底生動物相が主流の両側の湾入部にも見られ、そこでは貝類も多毛類もさらに多くなって、その死殻はアカフジツボの死殻よりも遙に多くなっている、これはアカフジツボなどの死殻の破片が堆積することが上記の貝類の生息場として好条件をあたえ、多数生息するようになって、次にはそこにすむ貝類の死殻が堆積死殻の主要なものになり、運搬堆積したものがむしろ従的になっていったと見られる。貝殻の堆積についてはどうか死殻の運搬作用が重視されやすいが、運搬作用によってつくり出された底質が、貝類などが多数生息するのによい環境をつくり、それらの死殻が堆積するため、自生堆積の割合がまして行く場合があることに注意する必要がある。湿差高松にアカフジツボを沢山含む化石層があるが、鳴戸の場合に似た貝類群で構成されている。

鳴戸の大毛島の紀伊水道沿岸は砂丘が発達するが、この沿岸浅底部は貝砂からなる漂砂が著しい。そして漂砂はよくみがかれて美しい白色で、砂貝殻底のところのように褐色を帯びていない。したがって運搬移動がいちじるしいことがわかる。このようでは海底は非常に不安定である。したがって生物はほとんどにもすんでないが、小形の甲殻類やゴカイ類が少数いるにすぎない。

要するに底生動物がすむ、すまないの原因は、潮流の早いおそいではなくて、海底が安定しているかいないかに、より多くかかっている。しかし、死殻は潮流がゆるやかなところにより多く堆積している。そしてその一部は潮流の早いところの岩礁にすむものの死殻が運搬されて堆積したものであるが、さらに多くが、そこにすんでいた種類の死殻の堆積で出来たものである。

〔海底の化石貝類〕

鳴門海峡の南方由良湾外の海域では、これまでに哺乳類の化石(ナウマン象、ムカシジカなど)が発見せられ、今回も象の肋骨の破片(新野氏の話による)と思われるものを採集したが、それとともにハイガイの化石が比較的多数とれたのは注目される。この種は瀬戸内海の児島湾、有明海などにすむ貝で、現在の鳴戸海峡には到底すみ得るものではない。したがって海底にハイガイを含む化石層のあることが想像されるわけである。化石貝はこの外にイボウミニナ、ウネナントヤガイが確実にみとめられた。また和泉砂岩の礫にまじって穿孔性貝類が穴居する頁岩塊があったが、これにはまた別の化石が含まれ、ザルガイ類の一種とヘナタリ類の一種がみとめられた。素人目には和泉砂岩より新しい時代のもののように思われる。もう一つ青い軟かい泥かとれたが、これには貝類はもちろん有孔虫の化石も含まれていなかった。

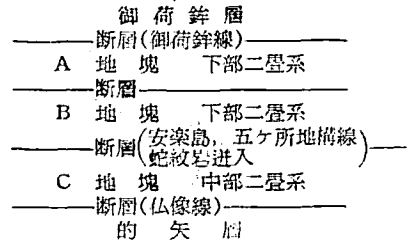
地質学的事実は一語に採集した新野・星野両氏から発表されるはずであるが、私の見たところをとりあえず記録しておく。

伊勢市南方の古生層

日下部吉彦・宮村 学(京大地質)

伊勢市南方に分布する古生層について現在までに判

明せる事実に基き、その概略を報告する。調査地域は伊勢神宮南方の東西約15km、南北約10kmにわたる地域である。この古生層は、北は御荷鉾線により御荷鉾層に接し、南は仏像線により時代未詳中生層たる的矢層に接する。古生層は大略、走行に平行な断層により数個の地塊に分割される。いまその配列の状態を北より順に示せば次のようになる。



古生層は三つの地塊に分け、便宜上北より順にA、B、Cの名称を附した。

A地塊は志摩郡磯部町上五知北方より西南西に走り、剣峠の北側を経て伊勢市床木西方に遡る断層によりその南限を画され、砂岩、頁岩、角岩、schalstein石灰岩よりなり、一般走行N70°E北部では40°内外北に傾斜するが、南部では傾斜はゆるくなり10°乃至30°北に傾斜する。石灰岩は南部に多く Pseudofusulina vulgaris, P.krotowi, Pseudoschwagerina sp. などの化石を産する。

B地塊は砂岩、頁岩、角岩を主とし、石灰岩の小レンズを含む。大略東西方向の背斜軸ならびに向斜軸が認められ、最上部にあたる石灰岩より Pseudofusulina krotowi, P.vulgaris などの化石を産し、下部よりは Quasifusulina sp. Triticites nakatsugawaensis などを産する。したがってB地塊の下部層はA地塊のものよりもやや下位に位するものと考えられる。

C地塊は山際延夫氏の青峰層群青峰帯の延長部にあたり砂岩、頁岩、角岩を主とし、石灰岩の小レンズを含み一般走向N70°Eで北に60°内外傾斜する。化石は調査地域内に於ては磯部町築地の西方にて Waagenophyllum sp. を得たのみである。

磯部町恵利原に於いて頁岩中のレンズ状石灰岩(通称コシキ岩)より Fusulina cf. higoensis を得た。この石灰岩を含む地層は上部石炭系であり、現在のところ山際氏の岩切層群同様レンズ状に挟まっているものと考えている。

東北日本の太平洋運動

江 原 真 伍(立命館大学)

本邦太平洋運動の歴史は西南日本に於てよりも日本海溝の発達せる東北日本に於てよく之を追究することが出来る。最近阿武隈山系は、東京教育大の地学研究グループによって、北上山系は東北大の地誌教室によって、また日高、夕張山脈は北海道大の地質教室によって、それぞれ見事な地質図が完成され、この方面の研究にいちじるしく便宜が与えられることとなった。

日本の太平洋運動は三疊紀に始まり、ジュラ紀末の大変革あり、さらに中新初期の大変動となり、然してのち鮮新期中ばの運動となることは上述の山脈に追究しうるところである。詳細は地質学雑誌に発表の予定。