



日本地質学会関西支部報

№ 51

1964年1月10日

京都大学理学部地質学鉱物学教室内

日本地質学会関西支部

例会記事

10月5日 京大理学部

- 講演 1. 柿谷 悟・戸谷文隆 奈良県
本郷鉾山付近の地質と鉾床
2. 立川正久 Biotite
GraniteのMg, Fe, Mn
組成のRepresentative
としてのBiotiteについて
3. 横山次郎 褶曲のメカニズム

11月9日 大阪科学技術センター

- 講演 1. 市原 実 甲津畑植物遺体層
について
2. 藤田和夫 大阪湾内の沖積層
(予報)
3. 弘原海 清・岸田孝蔵 播磨
地域の段丘粘土層について
4. 須籾和巳・中川衷三 徳島を
中心とした四国東岸の第四系
5. 堀江正治 湖成堆積物による
近畿のlate-glacial,
post-glacialの編年
6. 糸野義夫 北陸の第四紀に関
する諸問題
7. 荒木慶雄・山田 純・木村一
朗 三重県の第四系について
8. 竹原平一 東海地方の第四紀
層
9. 首藤次男 九州の第四紀標準

層序と対比

11月23日～25日 香川大学

四国部会香川大会 普及講演会・研
究発表・巡検を行った。

12月8日 広島大学

西日本支部との合同例会と巡検、広島
県地質図の完成を記念し、「広島県の
地質を中心とした討論会」を行った。

10月5日 例会講演

1. 奈良県本郷鉾山付近の地質と鉾
床

柿谷 悟(神戸大学 教育学部)

戸谷文隆(日本電気硝子株式会社 研究所)

位置 本郷鉾山は奈良県宇陀郡大宇陀町本
郷にあって、近畿日本鉄道橿原駅の南徹西約
9軒に位置する。

一般地質 領家帯の南縁にあたり、その南
の三波川結晶片岩とは中央構造線で接している。

本調査地域の大部分は、閃緑岩(石英閃緑
岩)によって占められているが、音羽山の北
方・経ヶ塚山などには花崗岩が分布する。こ
れら岩石を肉眼ならびに顕微鏡観察によって、
花崗岩系統をG₁, G₂, G₃に、閃緑岩系統を
D₁, D₂, D₃, D₄にそれぞれ分けた。本地
域内には、小規模な裂かが多くて地形を支配
しているようである。裂かをまとめること次の

三方向となる。① NWN - SES

② WNW - ESE ③ ENE - WSW。

NWN - SES の方向は G₃ 及び半花崗岩の岩脈の方向と一致し、小規模で数少い。

WNW - ESE の方向のものは比較的大規模で、道辺等の南の谷、大西沢などの大きな谷の方向と一致する。

ENE - WSW の方向は主に本調査地域の西部に分布し、絹雲母鉱体は、この方向の裂かに沿って細長く胚胎している。

鉱床 本郷鉱山ならびに隣接する神戸鉱山の絹雲母鉱体は、閃緑岩の中でも黒色緻密な閃緑岩 (D₂) 中にあり、D₂ の変質によってできたものである。また上記の裂か帯 (N60 ~ 80 E の方向) の方向にそう。

本郷鉱山第一坑における鉱床の調査・観察によると、裂かに沿う幅約 1m が絹雲母鉱脈で、その外側に絹雲母 - 石英帯、絹雲母 - カオリナイト帯、絹雲母 - カオリナイト - モンモロロナイト帯及び緑泥石化帯の順序でほぼ帯状に発達している模様である。

絹雲母鉱脈の幅は平均 1.2 m 位で、略々垂直に近い傾斜をもち、富鉱部では幅約 2 m のところもあるが、7 ~ 8 m の周期で狭まり、幅 0.5 m 位に細くなっているところもある。このような膨縮脈が、裂か帯に沿っている。坑内では、絹雲母脈の他に、辰砂、黄鉄鉱、輝安鉱、石英、方解石などの脈もみられる。黄鉄鉱の産状には二種類あって、比較的大きな散在型のもは、絹雲母の生成と時期をほぼ同じくし、また脈状をなすものは、絹雲母の生成よりも後と考えられる。

輝安鉱脈は絹雲母鉱脈の中心部にはなく、その周辺にあって、絹雲母脈生成の後に進入したものである。

辰砂と輝安鉱脈とは、大抵ほぼ平行に走っているが、辰砂脈が輝安鉱脈を切っているところも見受けられる。辰砂、輝安鉱脈共に絹雲母鉱脈の内部にはない。

むすび 大和水銀鉱床の母岩である閃緑岩

の絹雲母化は、水銀鉱体とは無関係に諸所にみられることは既に報告されており、それと本郷鉱山・神戸鉱山における絹雲母鉱脈と辰砂脈、輝安鉱脈の関係を関連させて考えると、本郷鉱山・神戸鉱山から大和鉱山一帯に及ぶ水銀鉱床の形成以前に絹雲母化作用を及ぼした鉱液の侵入があったものと解釈される。このように絹雲母化作用と水銀鉱床形成の時期を分離して考えることによって、絹雲母、カオリナイト、モンモロロナイト、緑泥石などの生成についての溶液の化学成分ならびに pH の関係も比較的無理なく説明できることを示した。

2. Biotite Granite の Mg, Fe, Mn 組成の Representative としての Biotite について

立川 正久 (京大)

まえがき

火成岩の化学組成中、Fe, Mg, Mn は、他の Si, Al, Ca, Na, K, Ti と共に岩石の性質に重大な関係をもつ元素であり、これ等三つの元素についての特徴を把握出来なくては、岩石の化学的特性を完全に論ずることは出来ぬ。勿論 Biotite granite の研究に於ても、このことは例外ではない。然るに此の岩石の場合は、次の理由によって、Fe 特に Mg, Mn については、その特徴を把握することが、頗る困難である。：即ち、第一表に示した様に Biotite の Fe, Mg, Mn の含有量は、夫々 1, 0.1, 0.01 % の order であるため普通の分析法で分析する場合には、精度が悪くなること；並びに、この岩石が相当粗粒の岩石であり、又地域により粒度を異にするため、偏析を起さぬ様に sampling することが、仲々困難であること。

ところで、今第二表に示してある、Fe,

Mg及びMnのBiotite graniteの組成鉱物への配分比*を見ると、Biotiteの含有量の甚だ少ない田の上地方のgraniteの場合ですら、Mg, Feの50%以上が、またMnについては、何れのgraniteに於ても、その殆んど全部が、Biotiteに含有せられていることがわかる。しかも此の鉱物が、Fe, Mgを主成分とし、Mnもgraniteに比べれば、10~100倍のorderで含有されていることを合せ考えれば、Biotite graniteのFe, Mg, Mn組成のRepresentativeとして、Biotiteを用いることが、有利であろうことが、うかがわれる。本研究は主として近畿地方の数岩体について此の点を確かめることを目的として行われた。

さて、多くのBiotite-graniteの岩体を比較研究するためには、岩体を代表すると考えられる薄片の出来るだけ多数を出来るだけ精密に観察することが要求せられるのと同様に、representativeとしてBiotiteを用いる場合にも各岩体について出来るだけ代表的な試料を多数分析しなければならぬ。

然るに分析に当っては、この要求とは相容れぬ困難が伴う；即ち、岩石中のBiotiteには、しばしば、Magnetite, Ilmenite, Apatite等のinclusionがあり、又Felspar, Quartz等と結合することが多いので、Biotiteを抽出するときには、必ずこれらの鉱物の破片がつく、従って1%もの純粋な試料を抽出するためには、大変な労力を要することとなる。従って、普通の分析法では、一つの岩体について多数のBiotiteを分析することは、不可能に近い困難な仕事である。このことが従来からのBiotite graniteの研究に於て、例えばBiotiteを用いたとしても、その屈折率や、色から間接的にFe, Mg, Mn, Ti等の含有量を推定する方法が用いられ、直接

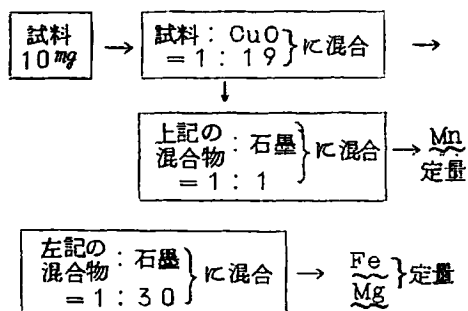
化学分析を多数について行った研究が、殆んどない理由でもあると考えられる。

本研究では、以上の点にかんがみ、先づ少量の試料を用いて短時間で、定量出来る方法を考案することが必要であった。その方法についても簡単に述べる。

*同表中に配分比算出の基礎として用いた数値及び、計算過程を示しておいた。なお、石英はMg, Feを殆んど含有していないが、筆者は長石と同量含有するものとして取り扱った。従って実際には、此の表に示された以上にBiotiteにFe, Mg, Mnが配分されている。なお、Magnetite, Zircon等の副成分鉱物に配分されているFe, Mg, Mnの量は全体として1%以下であるので、表には記載しなかった。

I 分析方法

岩石中のBiotiteの分析法に要求せられる諸条件は、次の通りである。(1)必要試料が出来る限り少量なること、(2)分析精度の揃うこと、(3)じん速であること。この条件に副うため定量分光分析法を選んだ。その概要を示せば、次の通りである。必要試料10mg；内分標準としてCuOを用いる。(これは、細粉になりにくいBiotiteを砕くのにも役立つ。)；Bufferとしては石墨粉末を使用する。試料調製法は下図の通りである。



分析線対： $\left\{ \begin{array}{l} \text{Fe } 302050 \text{ \AA} - \text{Cu } 276638 \text{ \AA} \\ \text{Mg } 279554 \text{ \AA} - \text{Cu } 276638 \text{ \AA} \\ \text{Mg } 279827 \text{ \AA} - \text{Cu } 2768878 \text{ \AA} \end{array} \right.$

分析精度

{ Fe percentage deviation ± 4.4
Mg " " ± 8.8
Mn average deviation ± 5.1

平均一試料から3元素を分析するに要する時間は、2時間

II 研究対象とした花崗岩体

次に記す地域の岩体を研究対象とした。：京都府北部地域の丹後、奥丹後、福知山、夜久野、出石にわたる間の岩体；京都府亀岡市行者山の岩体；比叡山の岩体；滋賀県田の上、三雲、岩根、多羅尾から京都府綴喜郡小杉、棚倉、水取に至る間の岩体；伊賀上野から月ヶ瀬、笠置、奈良に到る間の岩体；三重県下の領家帯；以上の地域で分析した試料数は138個である。

なおこの他に比較のため著者以外の学者によって行われた日本及び世界各地の granite 中の Biotite の分析値104個を用いた。

III Biotite の Mg 及び Fe 組成

① $Mg^{+} - Fe^{+}$ 図表； 分析結果を考察する便宜のため次の様を図表を考え、之に分析結果を plot することとした。： 黒雲母の 4 end members の組成式は、理論的には、次の様に与えられている。： Annite $K_2Fe_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$ 、Siderophyllite $K_2Fe_5Al(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4$ 、phlogopite $K_2Mg_6(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$ 、Eastonite $K_2Mg_5Al(Si_5Al_3O_{20})(OH)_4$ ； この組成式より理論上の Biotite 1 ♀ に含まれる Mg, Fe の milligram atom 数を算出し、その値を夫々 Mg^{+} , Fe^{+} で、又、その和は N なる記号で表すこととした。これを第1図の様に Mg^{+} を縦軸、 Fe^{+} を横軸とする図表上に plot すれば、同図の P, E, A, S が上記の 4 end members の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を代表することとなる。その他の主な点及び図形の意味について列記すれば、次の通りである。： 1) 四辺形 B は理論上の黒

雲母の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値の総てを代表する。2) Pi, Fi 及び O は、夫々次の Muscovite の 3 end members の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を代表している。： O muscovite proper $K_2Al_4(OH)_4Si_6Al_2O_{20}$ ； Pi Picropengite $K_2MgAl_3(OH)_4Si_7AlO_{20}$ ； Fi Ferrimuscovite $K_2Fe_2Al_2(OH)_4Si_6Al_2O_{20}$ ； 従って $\Delta O Pi Fi$ は理論上の Muscovite の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値の全部を代表することとなる。3) 直線 OQ 上のすべての点の Mg^{+}/Fe^{+} 値は、等しく、原点に近い点程 N 値は小さい。4) 直線 PA は雲母の結晶構造中、六配位位置のすべてが、Mg 及び Fe 原子で満たされた黒雲母の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を代表する。5) 直線 ES は、六配位位置の $5/6$ のみが、Mg, Fe 原子によって満され、残りは、Al 原子によって占められている黒雲母の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を示す。6) 直線 Pi Fi は、六配位位置の $1/6$ のみが Mg 及び Fe 原子により、 $5/6$ は Al 原子によって、残りは空位である様な雲母の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を代表する。： 勿論自然界に産出する黒雲母には、その六配位位置に、Mg, Fe, Al 以外に少量の Ti, Mn, Li 等の原子が入っているが、スペクトル分析等の簡易な方法で、後者の原子が何れの黒雲母にも、ほぼ等量入っていることを知れば、此の図表上に、黒雲母の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を plot すれば、その点の位置から、いつれの黒雲母が六配位位置により多くの Al と空位をもつかを知ることが出来る。

② Biotite の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値を 上述の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 図表に plot すれば、第2図、第3図の通りであるが、特に次の様な顕著な特徴を認め得る。： 1) 近畿地方の領家帯に属する地域の Granite、及び、日本各地の片状及び片麻岩状の Granite 及び Granodiorite。ならびに米国の Adirondack 山の paragneiss 中の Biotite の $Mg^{+} - Fe^{+}$ 値の殆んどすべ

てが、G領域中にplotされる。従って又、この種の岩石中のBiotiteは、 Mg^{+}/Fe^{+} 値が近似しているか等しい場合には、その他の地域産のBiotiteに比べて、結晶中の八面体位置にあるMg及びFe原子の数が少い。2) 一般にBiotiteの Mg^{+}/Fe^{+} 値は、それらのBiotiteを含む岩石のSiO₂分の増加及びBiotiteのMg⁺値の増大に伴って増大する。

㊦ Mg^{+} , Fe^{+} , N値と岩石の色彩比との関係を求めると第4図の通りであり、次のことがわかる。:

1) 近畿地方の花崗岩については、岩石の色彩比が互に等しいか、或は互に近似している場合には、それらの岩石中のBiotiteの Mg^{+} 及びN値は、一般に領家帯に属するものの方が、常に領家帯に属さない内帯のものより小さい。

2) 大きい花崗岩体のBiotiteの Mg^{+} 及びN値は、何れもそれらのBiotiteを含んでいる岩石の色彩比の増加につれてわづかづつ増大する傾向がある。

㊧ 硅礫質堆積岩(恐らくはホルンフェルス)からGraniteへの漸移を示す露頭から採取した黒雲母のMg・Feについて: 分析結果は第3表の通りであって、変成硅礫質堆積岩中の黒雲母の Mg^{+} , Fe^{+} 値は、何れもGranite中の同鉱物のそれより小さい。

V 黒雲母のMn含有量

以上の研究に使用した造岩黒雲母約140個中から、その鉄苦土含有量並びに分布地域から判断して、各岩体を代表すると思われるもの23個を選出し、更にPyroxmangiteの如きマンガン鉱物を産出するPegmatiteと産出しないPegmatiteからのBiotite数個を加えて、そのMg含有量を測定し第4、第5表の結果を得た。分析結果を検討すれば、次の事実が認められる。(1) 測定されたgranite中のBiotiteのMg含有量は、すべて0.1~1%の範囲内にある。

(2) Graniteの Mn^{+}/N の値は、D地域のものが最大で、A及びC地域のものが之につき、B及びE地域のものが最小である。

(3) Pegmatite産のBiotiteについては、第5表の通り、共生鉱物として、Mnに富む鉱物を産するpegmatiteのBiotiteは、そうでないものに比べて、 Mn^{+}/N の値が非常に大きい。

* Mn^{+} はBiotite1g中に含まれるMnのmilligram atom数

VI むすび

此の研究によって、Biotite graniteのMg, Fe, Mn含有量が、各岩体によってそれぞれ特徴を持ち、特にGraniteのGeological Occurrenceの相違が顕著にその上に反映されていること、及びGranitic pegmatiteのBiotiteの場合には、共生鉱物とも密接な関係をもっていることが、明瞭になった。従って、Biotite graniteの研究に際して、岩石学の諸方法を併せて此の種岩石のBiotiteを、Fe Mg Mn組成のRepresentativeとして用いることが有意義であると言える。

なお、この報告に述べた諸事実の意義、由来等については別の機会に検討する考えである。

謝辞: 領家帯の花崗岩について色々御教示を賜り、且つ、三重県下の領家帯の花崗岩の試料を載いた吉沢甫教授に心から御礼申し上げます。

第一表 花崗岩と黒雲母のMg, Fe及びMn含有量

産地			Mg wt.%	Fe wt.%	Mn wt.%
比叡山	黒雲母		5.43	20.40	0.28
	花崗岩		0.38	1.72	0.04
亀岡	黒雲母		5.91	16.66	0.24
	花崗岩		0.38	1.94	
田の上(滋賀)	黒雲母		0.98	19.03	0.36
	花崗岩		0.09	1.40	0.04
三雲(同上)	黒雲母		1.38	19.55	0.38
	花崗岩		0.23	1.70	0.03
大呂(奥丹後)	黒雲母		6.72	11.83	0.63
	花崗岩		tr.	0.56	0.12
由良(丹後)	黒雲母		4.20	21.08	
	花崗岩		0.18	1.96	0.05
栗田(丹後)	黒雲母		4.44	20.30	
	花崗岩		0.40	1.30	0.09
北笠置	黒雲母		2.68	21.78	0.25
	花崗岩		0.33	1.48	n. d.

第二表 造岩鉱物へのMg, Fe, Mnの配分比

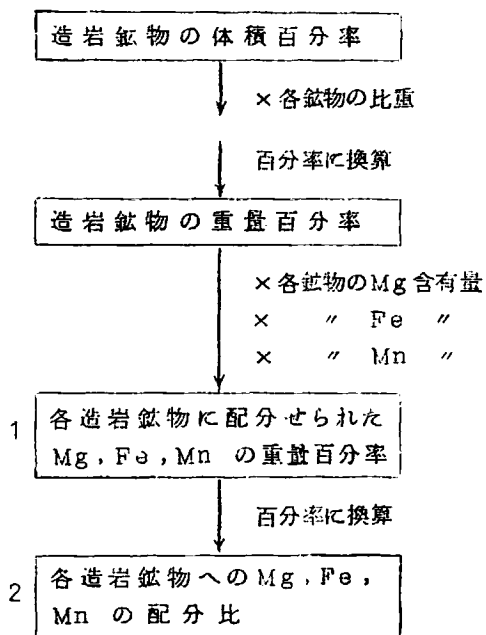
産地	鉱物	鉱物の重量%	1			2			3			4		
			Mg	Fe	Mn	Mg	Fe	Mn	Mg	Fe	Mn	Mg	Fe	Mn
比叡山	F.Q	90.5	0.02	0.08	—	4	4	—	0.02	0.07	—	0.38	1.72	0.04
	B	7.2	0.39	1.47	0.02	78	66	68	0.30	1.14	0.03			
	C	1.8	0.09	0.37	0.01	18	17	32	0.07	0.29	0.01			
	M	0.4	—	0.30	—	—	13	—	—	0.22	—			
	計	99.9	0.50	2.22	0.03	100	100	100	0.39	1.72	0.04			
亀岡	F.Q	98.1	0.02	0.08	—	3	4	—	F.Q; 石英と長石					
	B	9.7	0.57	1.62	0.02	83	71	100	B; 黒雲母					
	C	1.7	0.10	0.28	0.00	15	12	—	C; 緑泥石					
	M	0.4	—	0.30	—	—	13	—	M; 磁鉄鉱					
	計	99.9	0.69	2.28	0.02	101	100	100	4; 花崗岩のMg, Fe, Mn含有量					
北笠置	F.Q	94.7	0.03	0.09	—	17	7	—	3; 4の価を2の割合で配分した					
	B	5.1	0.14	1.11	0.01	78	90	100	価					
	C	0.2	0.01	0.04	0.00	5	3	—						
	M	—	—	—	—	—	—	—						
	計	100.0	0.18	1.24	0.01	100	100	100						
田の上	F.Q	97.3	0.02	0.08	—	50	10	—						
	B	2.2	0.02	0.42	0.01	50	53	100						
	C	0.4	0.04	0.08	0.00	—	10	—						
	M	0.2	—	0.22	—	—	27	—						
	計	100.1	0.04	0.80	0.01	100	100	100						

◎ 計算の基礎

鉱物	比重	Mg	Fe	Mn
長石と石英	2.6	0.03%	0.09%	—
黒雲母	3.1	*	*	*
緑泥石	2.8	**	**	**
磁鉄鉱	4.9	—	75.24%	—

* 実際に分析した値を用いる。

** 同一岩石中の黒雲母と同値と仮定する。



第 三 表

笠置町の片麻岩状花崗岩からの黒雲母のMg, Fe含有量

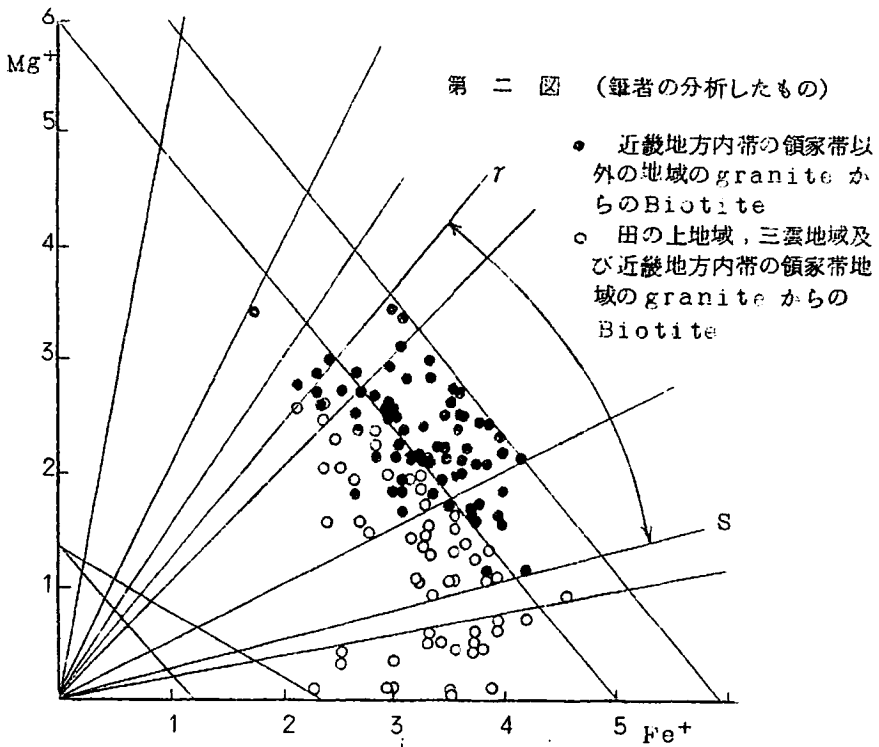
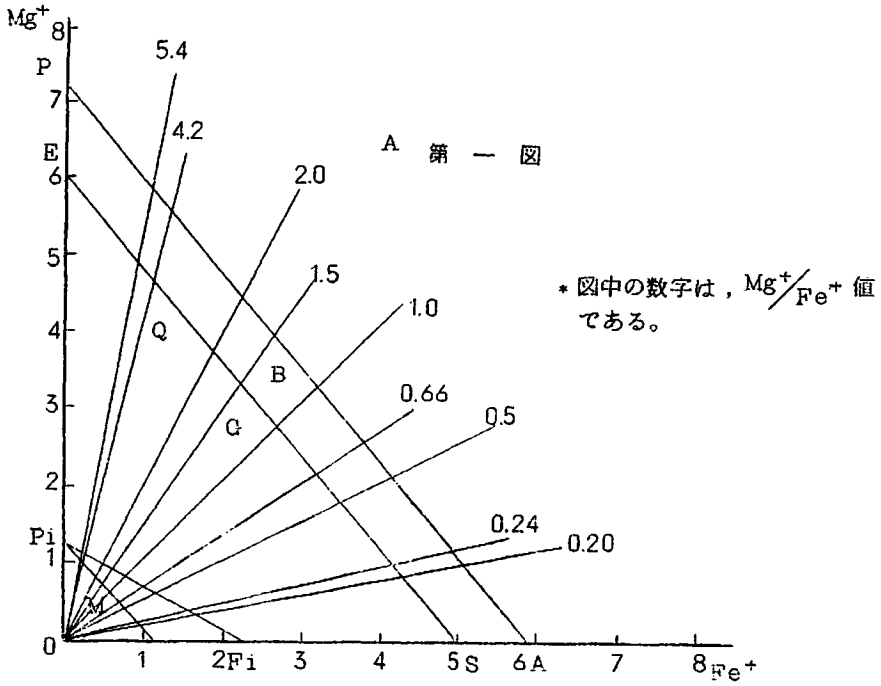
試料を抽出した岩石	Mg+	Fe+	N	色彩比
ホルンフェルス	1.55	2.36	3.91	0.11
中粒片麻岩状花崗岩	1.97	2.92	4.89	0.15

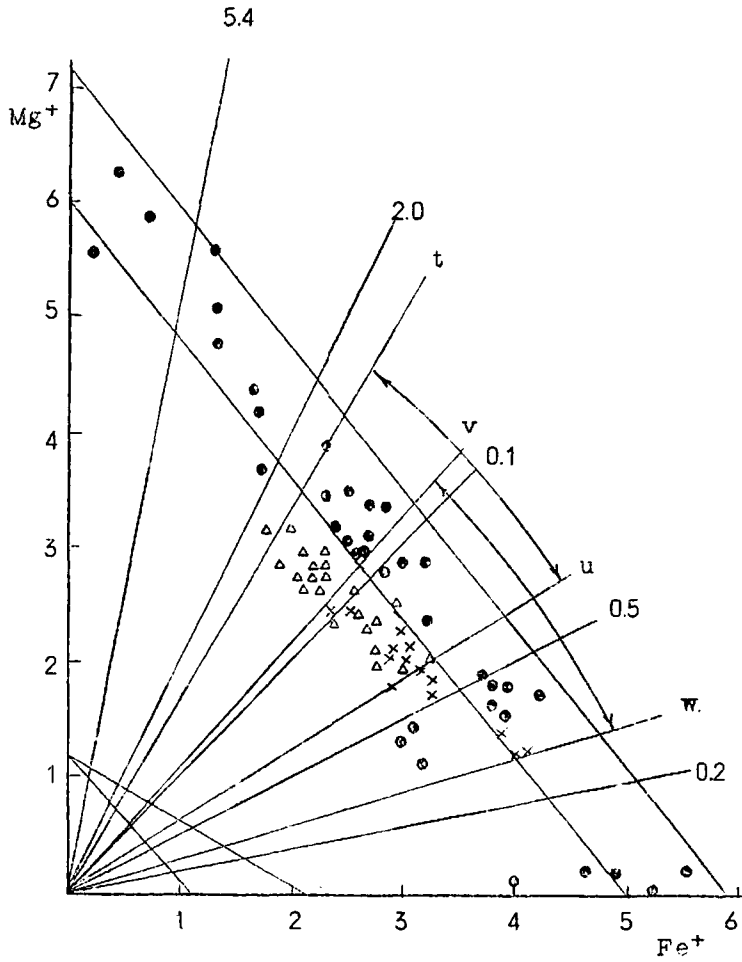
第四表 黒雲母花崗岩中の黒雲母

試料番号	MnO%	Mn ⁺	N	$\frac{Mn^+}{N} \times 100$	岩石	産地	地域
1	5.1×10^{-1}	7.2×10^{-2}	5.6	1.3	粗粒黒雲母花崗岩	兵庫東城崎郡出石町奥矢根	A
2	4.6	6.4	5.4	1.2	同上	同上	
3	4.1	5.8	5.2	1.1	細粒黒雲母花崗岩	京都府熊野郡川上村	
4	5.0	7.1	5.5	1.3	粗粒黒雲母花崗岩	京都府中郡峰山町大呂	
5	6.3	8.9	6.4	1.4	粗粒黒雲母花崗岩	京都府中郡三重村	
6	3.2	4.5	5.4	0.8	中粒黒雲母花崗岩	京都府船井郡亀岡市行者山	B
7	3.5	4.9	5.5	0.9	同上	同上	
8	2.7	3.8	5.5	0.7	同上	同上	
9	2.5	3.5	6.2	0.6	中粒黒雲母花崗岩	京都市比叡山	
10	4.0	5.7	6.3	0.9	同上	同上	
11	3.7	5.2	5.9	0.9	同上	同上	
12	4.4	6.2	6.0	1.0	同上	同上	
13	4.9	6.9	4.9	1.4	粗粒黒雲母花崗岩	滋賀県岩根村	C
14	5.0	7.1	3.0	2.4	粗粒両雲母花崗岩	滋賀県田ノ上山	D
15	4.8	6.8	2.8	2.4	同上	同上	
16	4.1	5.8	2.9	2.0	同上	同上	
17	3.0	4.2	4.4	1.0	粗粒黒雲母花崗岩	(含榭石) 滋賀県信楽町	E
18	3.5	5.0	5.1	1.0	粗粒黒雲母花崗岩	京都府相楽郡棚倉町	
19	3.4	4.8	4.6	1.0	同上	滋賀県甲賀郡多羅尾	
20	2.8	4.0	4.2	1.0	同上	三重県島河原村	
21	3.2	4.5	4.3	1.0	同上	京都府相楽郡北大河原村	
22	2.9	4.1	4.9	0.8	片状中粒黒雲母花崗岩	京都府相楽郡笠置町	
23	3.1	4.4	5.0	0.9	同上	三重県	

第五表 ベグマタイト産の黒雲母

試料番号	MnO%	Mn ⁺	N	$\frac{Mn^+}{N} \times 100$	岩石	産地	共生マンガン鉱物
1	8.1×10^{-1}	1.2×10^{-1}	4.9	25	花崗岩質ベグマタイトの周縁の花崗岩	京都府中郡峰山町大呂	ピロソクン石
2	7.5	1.1	4.8	2.3	ベグマタイトの文象花崗岩帯	(1-4は同一ベグマタイトに属する試料である。)	
3	9.0	1.3	5.1	2.5	同上		
4	50.3	7.1	5.0	14.0	ベグマタイトのパーサイト帯		
5	3.2	4.5×10^{-2}	6.1	0.7	花崗岩質ベグマタイトの最外帯(中粒含角閃石黒雲母花崗岩)		滋賀県甲賀郡岩根村 花崗石切場 晶洞ベグマタイト
6	3.8	5.4	6.0	0.9	細粒文象花崗岩帯	(5-8は同一場所のベグマタイトからの試料である。)	
7	3.6	5.1	5.7	0.9	パーサイト帯		
8	2.6	3.7	5.6	0.7	花崗岩質ベグマタイトの最外帯(中粒含角閃石黒雲母花崗岩)		
9	4.6	6.5	4.9	1.3	パーサイト帯		滋賀県甲賀郡岩根村





第三圖 (筆者以外の研究者の分析したもの)

- 世界各地の通常の深成岩からの Biotite
- △ 米国 Adirandack 山の Biotite-Quartz Paragneiss からの Biotite
- × 日本各地の片状及び片麻岩状の Granite 及び Granodiorite からの Biotite

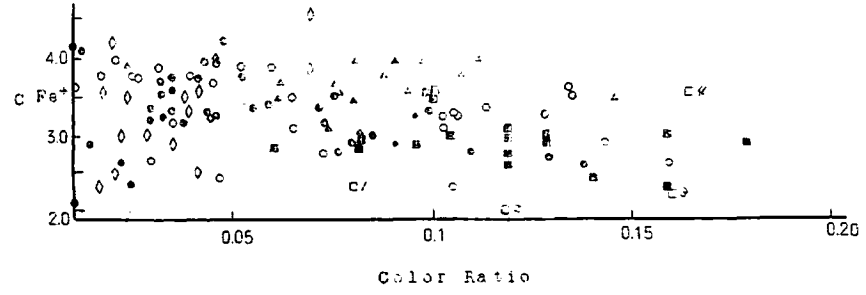
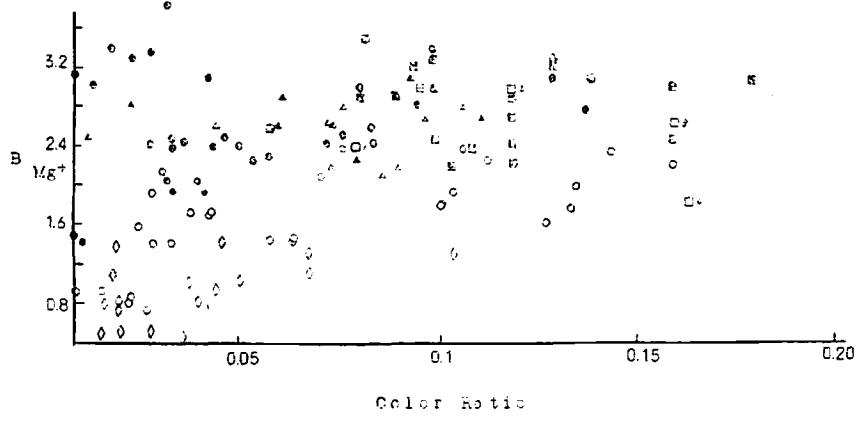
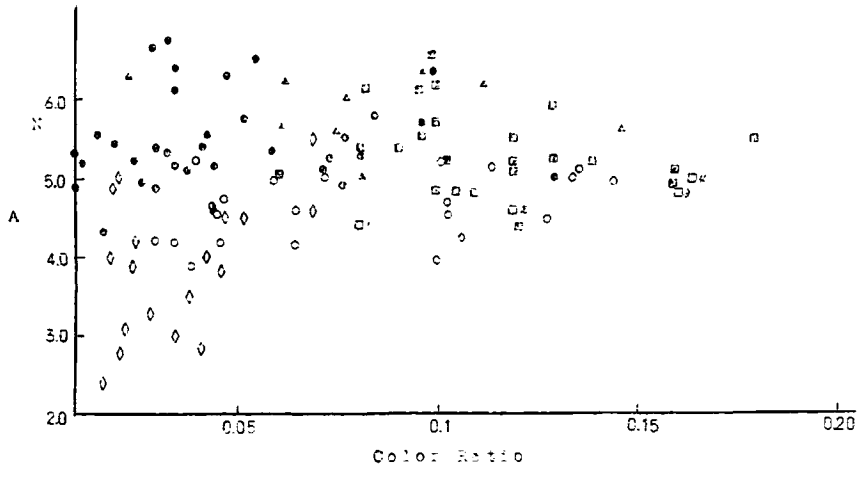


圖 四 期

- 丹後 - 奥丹後地域のBiotite
 - 龜岡行者山 " "
 - ▲ 比叡山 " "
 - 立木, 田の上, 三雲, 花園 地域のBiotite
 - ◇ 伊賀上野, 月ヶ瀬, 笠置, 玉水, 水取地域のBiotite
 - ◻ 三重県地域のBiotite
- A: 色彩比 - N 図 B: 色彩比 - Mg 図 C: 色彩比 - Fe²⁺ 図

3. 褶曲のメカニズム

岩盤力学による褶曲と断層の解析研究

榎山次郎

褶曲と断層とは、不難の関係にある。水或岩層の一つの褶曲は、塑性変形に属するならばかなり急速に発達する。サル基盤の褶曲は主にクリープであるから進行の速さは遅いものである。クリープは粘性流体の流れと似た行状を呈するので、BiotやRambergは弾粘性の褶曲解析を行っている。岩盤は地表近くでは脆性破壊するが、断層ブロックだけで地質構造を説明するのは不可である。断層系は地盤の塑性変形に伴う損傷系もしくは破断系であることが多い。断層系の正確な調べを統合して観察すると、大きい塑性変形の様子がつかめるものである。

粘土角片の圧縮試験で、一軸圧縮方向とおよそ 55° の剛性区と塑性区の境界面が出現する。この余角 35° は理論的には 35.16° であることが証明できる。始め塑性帯が出現し、十分な力で押すと、塑性帯の幅は増し、急速に対称的な背斜に発達する。塑性帯の外側境界は、この間にも、ほとんど不動である。Sokolovskyによると、このような塑性帯境界面に沿う、塑性流動速度の差は無限大に達する。この界面は当然断層にならなければならない。

塑性褶曲をなしやすいのは新第三系の地層など凝固未完了のものである。仮凝固状態は水による粒間連結に本がある。結晶質の岩石は、応力が降伏後も上昇する。これは、歪硬化があるからである。仮凝固水成岩は完全塑性体に近い。しかしながら粘土質の水成岩では、平たい粒と粒との接触面の増大に伴い、歪硬化を来し、したがって、変形進行とともに応力が上昇する。

塑性変形は応力と歪関係式、体積不変、釣合または運動の方程式、降伏条件などを用い

て解析することが可能である。しかし、不定形の褶曲形については、この作業が困難であるから、近似解法を用いなければならない。二次元問題にしほることも必要であろう。断面にあらわれる曲線は円弧の集合に読みかえることが可能である。曲線の曲率半径を区切りごとに求め、これを半径とする円弧をもって曲線を代理させる。

これにより、最上層が均質で、かなり厚いと仮定すれば、円弧部分は、それぞれ単純な曲げとなっている。背斜上面では引張が、下面では圧縮が働き、これらの応力成分は極座標によって表わすことができる。円周方向(x_2)および半径方向(x_1)に沿った主応力が存在する。したがって最大シア応力面は、これらを 45° に分かつ一対となって発現し、しばしば、背斜上の節理となり、あるいは小断層系となるものである。下面円弧から対数スパイラルの特性線の一対が考えられ、これが滑りの面をあらわす。

地層は均質等方でない。異方性には正方対象の直方性、回転対象の面等方性が考えられる。どの場合も地層面に沿う葉理が著しいと、応力の配分が優先性を伴うようになる。したがって多層褶曲では、上記のような単純な曲げにならない。もっとも著しい例は葉理に沿う単一シアである。多層褶曲では地層ごとに密度がちがひ、塑性降伏強度がちがうから、地層面が応力および歪の不連続面、すなわち境界面となるのが可能である。地層面に沿うシア応力が、塑性固有常数 R の値をもち、内部では、特性面の一対のうち一組は上面に包絡し、他の組は下面に包絡するようなサイクロイド曲線族になっている。

多数褶曲でも上方の地層の背斜頂部は単純な曲げになりやすい状態があり、側方の脚部では地層面に平行なシアが得意やすいと思われる。そこで特性面の断面に現われる曲線族は、脚部において、斜断する包絡線で追接するようになる。ここに断層が発生する。この

断層は上記の $35^{\circ}16'$ もしくはその余角をなす、あまり動かない塑性界面と同質のものであり、剛性（弾性）区を残さないまでに全域褶曲系が発達したときにも残存する。このような失脚断層は傾倒背斜の下側脚部に出来やすく、必ずスラストとなっている。このスラストは本質上高角であって、当初の塑性界面の面影を残すものである。

地殻表層に接近しているサル基盤も塑性褶曲をすることがありうると思われる。アルプスのモンブランおよびガステルンのマッシフは、Argand のいう *Plis de fond* であるが、その形態は塑性褶曲を暗示するものがある。地向斜帯にのぞむサル基盤は強力な造山力の影響下にあったとみるは無理からぬところであろう。しかし、近畿地方の六甲山脈などが发育した基盤褶曲運動はクリープ性とみる方が無難である。

被覆仮凝固水成岩体においては、基盤のクリープに伴うクリープとともに塑性流動が起こることがある。基底近くに滑剤となるような降伏強度の低い地層があると、下底勾配の増大につれて、滑り落ちる運動が可能である。それにつれて横押しが始まる。新第三系の褶曲形は横から押されて出来たものが多い。それだからといって、全部を基盤の水平押し出しの影響に帰するまでもないのである。

背斜頂部の引張法線応力の強いところには、引張のクラックが入る。しかし背斜の溝状陥落帯は、このクラックに 45° である。シア特性面に沿うものがある。大きい断層は、たいてい塑性帯に沿うものである。褶曲のはっきりつかめない火成岩体においても、クリープ性褶曲に伴っても、塑性帯は発生してよい。クリープならば塑性帯が急速に拡大することはない。異質火成岩の境界面は、とかく、不連続面となりやすく、断層の発生を伴うものである。しかし、異質岩体が大形であると、クリープ変形の受け方に差別があり、境界面から離れた部位にも破損帯ができる。

断層帯はそのでき方によって、内容がちがうのが当然である。塑性破断の部分は角礫粘土帯となる。動的な断層では円礫化する。粘土の縞目が Augen 状に屈曲したりする。角礫まで破砕した外には、シア帯がある。沢山の副断層が主断層に包絡する帯である。特性面の他の組はこれに本来は直交したものであろう。このようにして Cloos のような合副断層と反副断層の 2 組の錯走帯ができる。断層面に高角をなす反副断層は数が少ないが、開口して鉞脈を包むことがある。これを Gash といい、もし多数が平行すると Fiederspalten となる。合副断層が包絡することにより、断層の運動の方向が求められる。このようなシア帯は空隙が多く地下水を通し、角礫粘土帯はこれを支持する不透水帯となることがしばしばである。静岩圧が高いと、断層帯の体積拡大がなく、圧碎変成岩帯となる。

11月9日 例会講演

1. 甲津畑植物遺体層について

市原 実 (大阪市大)

滋賀県神崎郡永源寺町の甲津畑植物遺体層には、*Pinus koraiensis*, *Abies homolepis*, *Tsuga diversifolia* などの寒冷系植物遺体が豊富にふくまれていることが、三木によって報告されている。市原、高谷は昭和36年夏に湖東地域の古琵琶湖層群を調査したさいに、この植物遺体層は古琵琶湖層群にぞくするものであるとした。しかし、そのこの調査の結果、甲津畑植物遺体層は、古琵琶湖層群を不整合におおい、新时期段丘堆積層 II に不整合におおわれていて、新时期段丘堆積層 I にぞくするものであると推定される。

2. 大阪湾内の沖積層（予報）

藤田和夫（大阪市大）

先の地質学会関西支部総会講演において、大阪湾の音波探査結果の全般的な結果について報告した。今回はそれらのうち沖積層についてその後の検討結果も加えて報告する。

現在までにおこなわれた大阪湾の海底ボーリング資料とスパーカー記録との比較を行なった。その方法として、各個のボーリングとその上を通過した測線の記録との比較およびボーリング資料をもとにしてえがいた沖積層基底面等深線図と、スパーカー記録によるその比較をおこなった。

その結果わかったことは、

i) スパーカー記録がやや浅くでる傾向があるが、その誤差は5 m以内、多くの場合は2～3 mとみて差支えない。

ii) 沖積層基底面付近におけるN値の変化面と音波の反射面とは密接な関係がある。

iii) 沖積層基底部の砂礫層と、その上にくる貝殻混りのシルト質粘土層とは、不明瞭ではあるが記録のパターンの上でも識別できる可能性がある。

以上の結果にもとづいて沖積層基底面に埋没谷の存在を認め、それらが上流に向っては、淀川、武庫川、加古川水系に接属するとともに、下流に向っては大阪湾中央部で合流して由良水道に抜けることが推定された。これを古大阪川と名づけたい。さらに沖積層は2つのサイクルに分けられるであろうことを予報した。

3. 播磨地域の段丘粘土層について

弘原海 清
岸田 孝蔵（姫路工業大学）

兵庫県工業課の地下資源開発調査事業の一部として、明石塩焼瓦および立杭焼の原料粘土の調査を行ったので、明石瓦関係のものに限って、その結果の一部を報告した。

調査を始めるにあたり、現在迄の粘土採取地点を各市町村役場や採土業者を通じて調べ、兵庫県地質図によって採土粘土層と地質との関係を解明した。この資料をもとに野外地表地質調査を行い、採土場およびその周辺の地質を直接確かめ、粘土層の分布の規模、品質を概査し、精査を必要とする地区を選定した。選定された数地区で、ハンドオガーボーリングによって粘土層の縦横えの層厚および品質の変化の状況を調べた。ハンドオガーおよび採土場で採集した試料について、湿式化学分析、耐火度試験、X線分析（反射・蛍光）、電子顕微鏡観察を行って粘土の諸性質を確かめた。

明石塩焼瓦の原料粘土は、数年前まで、明石市大久保付近に広く発達する中位段丘層（西八木層）の最上部にある粘土を採掘していた。現在は立地条件の悪化により、滝野町高岡（青野ヶ原の北端部）付近の高段丘層（明美礫層）の最上部の粘土を採掘している。

今回調査した結果では、高位段丘層中の粘土採掘は高岡付近に限られるが、中位段丘層中のものは、明石大久保の他に、西脇市北部、同市南西部、加古川の下流西北部で志方町一帯、高砂市宝殿、加古川市神吉町岸、姫路市市川東部地区（豊園・深志野・本郷）などで、

地元の瓦業者やレンガ業者によって採掘されている粘土層がある。低位段丘層中からのものは未だ知られていない。

加古川中流部、加西町、滝野町、社町地域では段丘がよく発達している。加古川の東方地域で、高位段丘面（明美面）は120m～89m、中位段丘面は60m、両者の中間に82m～78m、78m～70mの2つの面が識別される。この2段は市原実のいう低位明美面（新期上位段丘面）に相当するものと思われる。加古川西方地域で、高位段丘面（青野ヶ原）は89m～80m、中位段丘面は発達不良であるが60m～58mにわずかの面が残っている。低位明美面にあたる2段の面、75m～72m、69m～66mの2面が識別される。

各段丘面とも西方にゆるく傾斜しており、古い段丘面ほど傾斜の程度は大きい。面の発達は旧期高位段丘が広大な面を作っているのに、新期高位段丘、中位段丘の発達は悪く、特に加古川西岸ではその傾向が強い。市原実（1962年）は旧期高位段丘層が海面上昇にともない広大な河川氾濫原や扇状地の堆積層で、新期高位段丘は加古川の河岸段丘として形成されたものであろうことを指摘している。

高位段丘粘土層：高位段丘層は明美礫層ともいわれ、赤色土化をいちじるしく受けたくされ礫層が主である。青野ヶ原の旧高位段丘層も赤色土化が強い。礫層の最上部に厚さ1m前後の赤粘土（赤白の網模様を呈するのでローズ粘土ともいう）があり、堆積面をつくる。加古川東方地域も同様である。この粘土層が青野ヶ原の北端部、滝野町高岡付近から急に層厚を増し、地表1m内外の赤色土化した部分をのぞくと、赤色斑点のある白色粘土

となる。

高岡周辺での75本のハンドオガーの結果、粘土の分布は高岡を通ずる東西方向の県道より北方で、面積約0.82km²（但し、鉄分12%以内の粘土層が1m以上ある部分）、平均層厚2m強、最厚部は7mである。東、西両側の南に流れる河川沿いには粗砂が増し、小礫が混ざる。北部山地に接すると未分解の流紋岩の角礫が混入する。

結局、高岡地区は広大な氾濫原で、山地に囲まれた特殊な地形による停滞水域で粘土が特に厚く堆積した部分と推察される。

中位段丘粘土層：西脇市地域では粘土層中に未分解の流紋岩の角礫が混入していることが多い。手掘りで地元黒瓦業者が採土している。

加古川下流西北方、志方町・宝殿地区では5m～20mの平担面を形成している。平担面から0～1m程度までは耕土および礫まじり砂層で、その下部に約1m～2mの灰白色砂質粘土があり、木節的な粘土塊が多数斑状に含まれている。地元の業者により瓦用・レンガ用粘土として活発に採掘されている。一部で、露頭の風化面の様子やシルトパイプの存在で海成相らしい粘土もあるが、西八木層の中部海成粘土層よりは上位のものとして推定される。

姫路市市川東部では、3m～5mの平担面を形成している。本郷付近では沖積面と同一水準である。耕作表土の直下に、1m～1.5mの灰白色粘土が発達し、地元黒瓦用に使用されている。

中位段丘層上部層は、海岸近くでは、かなり広い三角州か潟のような場所で堆積したのではないと思われる。

化学分析と耐火度

高岡粘土（高位段丘層）、本郷粘土、大久保粘土（中位段丘層）等の化学分析を行い、粘土の化学成分として重要な SiO_2 、 Al_2O_3 、Total Fe の三成分による三角ダイアグラムを作り、三成分比によって日本の主要粘土、純粋粘土鉱物のそれと比較すると、高位段丘粘土、中位段丘粘土も共に愛知県や岐阜県下の代表的な蛙目粘土と類似している。蛙目粘土の水鋳精品と木節粘土とはほぼ同様な範囲で示される。明石瓦用粘土の水鋳粘土中の粘土鉱物の集合の状態からみて、この粘土の水鋳物は木節粘土に近いものになっていることが予想される。

高岡粘土・志方粘土・本郷粘土とも耐火度はSK18（1500℃）以上で、一般に低度耐火粘土と

呼ばれるものに入る。明石や淡路島の大坂層群下部の青粘土は、耐火度1200℃以下のものが多くて耐火粘土ではなく、この点、段丘粘土とはかなりの違いがある。

耐火粘土の三成分比で、 Fe_2O_3 が少く、かつ Al_2O_3 の増加するほど耐火度が高くなる傾向がある。

蛍光X線分析による鉄の定量

窯業製品、特に明石の塩焼瓦の品質は粘土の鉄含有量と密接な関係がある。今回の蛍光X線分析には島津DX-2B型自記X線分析装置を使用した。

採集した約150個の試料全部の鉄の定量を行った。高岡地区では、鉄の含有量は垂直的にみると、数cm、数10cmの単位で層状に変化する。鉄の含有量と粘土の赤味とはほぼ

比例する。赤色斑のある白粘土で2%~7%、赤色縞白粘土で7%~12%、赤ネバ粘土で12%以上、最高19.2%であった。採土場で採集した白色粘土の試料塊中で、赤色斑点は少ない。例えば、高岡粘土（新田）は白色部1.8%、赤色部6.6% 混練物（平均）2.9%であった。

高位段丘の赤色土化の問題と関連づけて、今後とも検討を用する。

反射X線分析

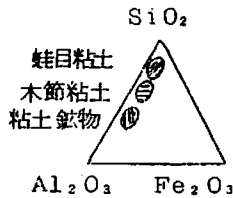
2μ以下の粘土粒子を集めてX線用定方位薄片を作った。また加熱処理（500℃、700℃）、エチレングリコール処理、硝酸アンモン処理、塩酸処理を適宜に行った。

これら薄片による反射X線を解析した結果高岡粘土（高位段丘層）の粘土鉱物はカオリナイト、モンモリロナイト、イライトからなっている。明石大久保・宝殿・本郷の粘土（中位段丘層）の粘土鉱物も、カオリナイト、モンモリロナイト、イライトからなるが、モンモリロナイトのピークが前者より強くなっている。

電子顕微鏡による粘土鉱物の観察

高岡粘土：カオリナイト（多）；不整六角~無定形、巾0.1μ~0.2μ、厚さ0.05μ~0.02μ。モンモリロナイト（多）；無定形、巾0.4μ~0.7μ、厚さ0.1μ~0.06μ。イライト（多）；無定形、巾0.5μ~1.0μ、厚さ0.3μ~0.04μ。棒状カオリン。

大久保粘土：モンモリロナイト（多）；無定形、巾0.5μ~2.5μ、厚さ0.3μ~0.15μ。カオリナイト（多）；不整六角~無定形、巾0.1μ~0.2μ、厚さ0.01μ。イライト（多）；無定形、巾0.4μ~0.5μ、厚さ0.02μ~0.015μ。



5. 湖成堆積物による近畿の late-glacial, post-glacial の編年

堀江正治（京都大学・大津臨湖実験所）

陸上の地質学的証拠は、しばしば陸化後の侵蝕、風化を蒙って消失してしまうのにかかわらず、水底の証拠はこうした破壊を受けること少なく、温存されるのが一般である。近年、海底堆積物を採取、分析してその地質学的変遷を知る試みが盛んになってきた理由はここにある。しかしながら大洋底の堆積物は陸地より遠く、陸上の地質学的証拠と如何に関連するかを確かめることは、特に日本のような小島国で、しかも地殻運動の烈しい地域では容易でない。たとえば日本アルプスや日高山地の氷期が、海底の堆積物とどのように関連し合っているかを論ずる時に於てである。演考はかかる観点から、内陸の湖底堆積物の古陸水学的分析結果と、氷蝕地形、海岸段丘、海底谷などの証拠とから、先づ late-glacial, post-glacial の編年を行ない、後日、より深部までのコア採取が可能となるに従って漸次、年代を遡り編年を進めたいと考えている。

湖はその生成後、歳月の経過に従って、次第に埋積が進み浅化してゆく。そしてそれと共に栄養分解層の厚さは栄養生成層のそれに比して小さくなり、栄養度が上昇するから、一般に湖は貧栄養湖から出発して富栄養湖へ至るものと考えられているが、かかる湖の栄養度の指標は窒素、磷の量であるから、湖底のコア・サンプル各層準のこれらを分析すれば、その栄養度の変遷が知られる筈である。かく湖の浅化、すなわち湖盆形態の変化と栄養度とは密接な繋りをもつが、若しも湖生成後の過程に於て、地殻運動或いは気候変化の影響等により水位の上下が生ずれば、当然、栄養度の昇降が起るであろう。従って、逆に

栄養度を指標とするならば、過去の地殻運動や気候変化を知り得るであろうことに演者は着目した。

上記の目的の為に、演者は余呉湖をそのフィールドに選んだ。本湖は賤ヶ岳北方にあって、 $2,8500 \pm 2,500$ 年 B.P. と $3,180 \pm 180$ 年 B.P. との間の或る時代に琵琶湖から分離したことが段丘面の地形と C¹⁴ の年代資料とから確められている。従って或る時代以前の本湖の limnic history は琵琶湖のそれと共通する筈である。たゞ本湖は柳ヶ瀬断層崖に近く位している為に、地殻運動の影響がかなりあったことを考えなければならず、堆積物の性質を左右する地殻運動と気候変化との両影響を如何に区別するかの難点があるように見えるが、しかし該湖は歴史時代までその流出口を有しない closed lake であったとみなされるから、流入河川の地殻運動による影響は、目下のコア、サンプルについては除外しておく。その一方 closed lake chemistry の気候変化研究に対する 値からしても、本湖は好都合である。

さて長さ 10m に及ぶ本湖コア・サンプルの窒素量を見ると、6m 近い深度より上部では一般に、これの増加する傾向が認められ、富栄養化が急速に進行したことが、うかがえる。この貧栄養湖より富栄養湖への急激な転移を、演者は limnic accident と呼ぶ。この急変は地形的にみると、T-4 段丘面成立に伴うものであるように見える。演者は T-5 の余呉湖岸段丘中の樹根の年代が、 $3,180 \pm 180$ 年 B.P. であることからして、上記の事変を数千年前のことと一応考えてみた。若しこの推定が正しければ、演者が曾て述べたような後氷期の気候変化との関係が当然、考えられよう。

即ち演者は、日本アルプスでは洪積世来、一般に 6 回の氷河の進退が見られ、その早期のもの、G-II, G-IV は glacial

eustatic movement と関連するらしいが、それら氷河の進退を欧米の氷河の消長と対比してみると、性質や各規模がかなり良く一致し、最後の G-V, G-VI と演者が呼んだ進出は、ロッキー山地に存する 2 段のいわゆる後氷期モレーンや、ラブラドル半島に見られる Hypsithermal 中の氷床の形成、消失と対応するものと考えた。更に演者は、日本アルプスのこれら若い 2 モレーンが、日本アルプスに比して冷涼乾燥な日高山地に欠くことから、これらのモレーンは低温化の襲来によって形成されたとするよりも、多雨化の襲来によって生じたと解釈する方がより合理的であると、上記のような欧米のモレーンが、同様に多雨化によって形成されたとされている事実と符合することを述べた。

かかる降水量増加が生じたならば、前述のように湖の貧栄養化が起り、また二つのモレーン間の interstadial には富栄養化の傾向を示す筈である。そこで余呉湖のサンプルの分析結果を見ると、limnic accident を俟んでその上下には、全サンプルを通じての無機物のピークが存在し、下方のピークがより顕著であることが認められる。上述のように、本湖は曾ての closed lake と考えられるから、これらの無機物の増加は降水量増加による湖周地域の侵蝕も伴って生じた可能性が大きい。そこで演者はここに試案的に、これら 2 ピークの中、下のそれを G-V, 上のそれを G-VI の後氷湖水河進出に対応するものと解してみたい。そして limnic accident は interstadial に形成され、G-VI の降水量増加は比較的小規模で、しかも短期間であった為に、その後の富栄養化の傾向は保たれたのであろうと思われる。G-VI モレーンが G-V モレーンの内側にのみ存在し、これを乗り越えた証拠は目下のところ、日本アルプスでは発見されていないことから、この氷河地質学的証拠と古陸水学的証拠とは符節を合する。

次に演者は、余呉湖のコア、サンプルについて、単位容積毎の湿潤重量、乾燥重量、灼熱減量、CaCO₃、残滓、それに既述の窒素量を 20 cm 間隔で調べた結果を総覧してみた。これにより高水位期、低水位期、温暖期、寒冷期、多雨期、寡雨期などを推定することができる。詳しいことは機会を改めて論ずるつもりであるが、この作業の結果、演者は N_{1a}, N_{1b}, N_{2a}, N_{2b}, N₃, N₄ の 6 帯に、コアを細分し得ることを認めた。衆知のように、北ヨーロッパでは過去 1 万年来の気候史を示すものとして、Blytt-Sernander の Boreal, Atlantic, Sub-Boreal, Sub-Atlantic の編年が広く用いられ、同様の編年は北アメリカでも行なわれている。又バルチック海沿岸では、これらに対応する海水準変化として、Ancylus, Littorina, Limnaea, Mya の各時代が設けられている。演者は余呉湖底堆積物に基づいて作った上記の N₁ ~ N₄ の各帯を、これら欧米の late-glacial, post-glacial の編年に対応させるべく努めているが、これについては目下進行中の C¹⁴ 測年結果を得次第、決めてゆきたい。たゞここで注意すべきは、窒素量より推定した五つの低水位期（富栄養化時代）が北欧にみられる raised bog の陸化時代、即ち recurrence surface の時代と密接に関連し合っている傾向のみられることである。特にサンプルの 3 m 深度付近にみられる著しい低水位期は、北ドイツで青銅期時代と鉄器時代の境界とされている Weber の Grenzhorizont に対応する可能性があることは興味深い。

以上、演者は自身で採取した余呉湖コア、サンプルについて各方面から考察を加えたが、時間の関係で意を尽せぬ部分も多々あり、また研究が未だ進行途上にある為に、立ち立った議論を差控えた箇所もある。これらは今後の研究の進展につれて、逐次、明確にしてゆきたい。しかしながら、最後に指摘しておき

たいことは、既述のように欧米両大陸では、Blytt-Sernander の編年や Saueramo 等による海水準変化、或いは花粉層序等の研究により、後氷期がいくつか細分されていることである。また氷河の進退も欧米の後氷期には、少くとも2回の著しい進出のあったことが知られている。これに反し、日本では従来、沖積世或いは後氷期として一括されて論ぜられ、その細分は未だに行なわれていない。ただ大塚彌之助がA₁、A₂に二分したことや、これに類似する分け方は行なわれているが、欧米との関連については余り深く論じられていないようである。日本の沖積世中にも何回かの気候変化の波の存在したことは、上述の資料からうかがわれることであり、演者は試案的に、ここに、余呉湖堆積物による沖積世の細分を試みた訳である。今後、更に余呉湖、琵琶湖の湖底堆積物の分析を中心とし、近畿の編年資料を中核として、C¹⁴による年代資料を加えつつ、日本の第四紀編年をこれ迄の地質学者とは異った分野から進めてゆく考えである。多くの方々の御叱正をお願いする次第である。

6. 北陸の第四紀に関する諸問題

糸野 義夫 (金沢大学)

北陸の第四紀に関する調査研究は、他の地域に比べて進んでいるとはいえない。ここでは、過去5年にわたる「北陸第四紀研究グループ」(略称HQRG)の研究活動を基調とし、筆者個人の当面の関心と見解を、予察的にのべてみたい。

参照:「北陸における第四紀研究の現状と問題点」ならびに「北陸における第四紀の大区分と構造運動」、いずれも第四紀総研連絡紙「第四紀」№3(1962年12月)所収。

1. 第四系の大わけ

主として平野部周辺における地表調査にも

とづき、第四紀各期の地層の水平的分布・層序的關係・層相・構造・地形(面)との關係などを考慮すると、北陸に分布する第四系は、さしあたりつぎのように大別される。

D₀(最下部洪積統)……埴生累層、卯辰山層(金沢周辺)で代表され、非海成相。年代論については確証にとぼしく、「鮮新洪積統」とよばれ、新第三系の最上部の一单元として扱われることもある。中新世に比べて縮小した鮮新世の海域(堆積盆地)が、次第に消滅に向かい、周囲の陸域が全般的に隆起しはじめた時期の所産である。その少なくとも一部は洪積世に属すると考え、D₀とする。

D₁(下部洪積統)……富山平野周辺の呉羽・射水丘陵に分布する非海成相のほか、伏木・二上山地区の上田子層、七尾地区の西湊層、片山津地区の「下部洪積層」などが含まれ、海拔高度100~200mの丘陵上に分布する「高位砂礫層」も、これに属する公算が大きい。D₀に比べて分布は断片的であるが、D₀の分布範囲外にも局所的にみられる。D₀の上にある場合には、著しい不整合關係を示し、D₀以前の第三系をきりこんだ谷状のくぼみをみたま狭長な分布を呈する。一般に礫に富み、植物遺体の豊富な泥層をとめない、純淡水域(湖あるいは河)の堆積相を示す。植物遺体中には、やや冷涼な氣候を示すものがある。

D₂(中部洪積統)……能登半島先端部の平床層、氷見周辺の窪層、七尾市和倉周辺の奥原層によって代表され、海の貝を含む海成層が含まれる。近年、北陸第四紀研究グループによって主として精査された海岸段丘堆積物。分布は現在の海岸線に沿い、海拔20~40mの範囲内で最も厚く発達する。平床・氷見・和倉の場合を通じて、海成段丘層のよく残されている部分は、上部新第三系が向斜ないしは盆状構造を呈し、しかも地形的な湾入部に担当する。これらの地区では、下部は泥質でやや内湾性、上部は砂質で公海性の層

相を示し、海進（海面上昇）にともなう一連の変化は、平床層の場合の図式（平床形式）であらわされる。能登半島先端部ではより高い（80～100mあるいはそれ以上）位置にある段丘砂層も、広義のD₂に含まれる可能性がある（后述「地形」の項参照）。またD₂の時期には、海域が山陰・朝鮮海峡を経て太平洋と連絡していたとみられる。

D₀（上部洪積統）……とくに富山平野に発達する扇状地礫層や、平野部の地下60～80m以下に伏存する礫層、ならびに、現在の河谷ぞいに発達する河岸段丘礫層の大部分が含まれる。おそらく、ヴルム氷期における海面低下に対応し、後背山地の急激な上昇を背景として形成されたもので、知られる限りでは内陸成層である。

A（沖積統）……信頼すべき地下資料にとほしく、洪積統との境界についても確実な根拠はない。平野部浅層に海成あるいは汽水性の泥質堆積物が知られている。

2. 地形面との関係

Aは沖積面、D₃は海岸側に傾むく緩斜面をなす。D₂に相当する時期の地形面は、数段に区別される階段状の段丘面をなし、堆積物の厚い部分では海拔20～60mの堆積面が残されている。D₀、D₁あるいは新第三紀層を切る波蝕平坦面とみられるものも、かなり分布が広い。とりわけ能登半島の北西部では、D₂（の初期）に含まれる段丘面、150～170mの堆積面とみられるものが一部で認められる。D₁の堆積面にほぼ相当するとみられる地形面が、100～200mの高度に発達し、緩傾斜を示す開析された平坦面をなしている。

地形面の対比にあたって、それが段丘状の平坦面であっても、互にはなれた区域のものを高度（比高）のみによって安易に比較するのは甚だ危険である。D₁は勿論D₂についても、その後の変位量はかなりの程度に達しうると考えられ、現高度について云えば、あ

る場所におけるD₁の地形面（堆積面）よりも、別の場所のD₂の堆積面の方が大なる場合さえありうると考えられる。

3. 構造運動（地盤運動）について

新第三紀からひきつがれた堆積盆地の消滅後、現地形を生み出した差別的運動が激しくなった。富山・金沢地区で云えば、現丘陵部と平野部との差別的ブロック化運動は、D₀のあとに激化した。D₁がD₀とは異なる分布（断片的分布）を示すことも、その間に著しい起伏の変化、古地理の変遷があったことを意味する。平野部の地下におけるD₁の分布については確証にとほしいが、かなり広く伏在するものと予想され、その下底面は丘陵部では200m以下、平野部では-200～-150mの位置にあるとすれば、変位量の総計は400～350mとなる。能登半島北部では、D₁の分布は知られていない。海拔300m土の開析された平坦面や、250m土の面などが、D₁期の侵蝕面である可能性がある。

D₂のうち最もよく知られたいくつかの地区の堆積物をみる限りでは、それが20～60mの堆積面をのこし、或る時期の海面上昇に対応しているように見える。しかし、能登半島北部について云えば、堆積物の性格は明瞭でないにしても、80～100m、あるいはさらに高位の海成段丘とみられるものがあり、一部では150～170mに海成（？）砂層の堆積面とみられるものさえある。これらの段丘群の形成を、海面の昇降によるものとみることは困難であり、むしろ、地盤の段階的な上昇運動の所産とみなければならない。高位のものほど古いとみることは差支えないが、地区的な差別運動を度外視することはできない。20～60mの段丘がもっとも広いことは、こうした一連の上昇的地盤運動の中で、海面が比較的長期間一定水準を保ったことによるものであろう。

D₂はおそらく、関東の屏風が前期十下末

吉期に相当するものであろう。半島のような隆起的性格をもつ場所と沈降盆地の周縁部にあたる所とでは、地盤運動の差異によって、地形的段丘群の発達に差異が生ずるといふことは、十分にありうるであろう。

総じて、段丘の個々の面に対応して、海面昇降の位相を対置するという考えは妥当ではない。ここでいうD₁は勿論D₂あるいはD₃についても、段丘形成と地盤運動との関連をこそ第一義的に考慮すべきだと考える。

4. 今後の問題

従来北陸でとり扱われたのは、海岸段丘の一部であり、地盤運動を考慮に入れない海面昇降の立場に立脚するものであった。これらの具体的なデータと成果を生かしながら、今一度出发点に立ちもどり、D₀～D₃の全体のくみだてに進みたい。堆積物の内容による対比を強化することとならんで、地形(地形面)の解析のしかたと対比について、地盤運動による変位量のとらえかたと表現のしかたについて、具体的な北陸という地域を対象に

して調査研究を進めたい。

7. 三重県の第四系について

荒木慶雄・山田純・

木村一朗(三重大学)

三重県では中央構造線を境として、その南北では第四系の分布がことなる。北部では隆起海岸を示し、各河川の流域には河岸段丘が発達し、広い海岸平野が見られ、四日市・津の西部等では海成段丘がある。鈴鹿山脈と海岸に近い丘陵群との間には扇状地様堆積物が広く分布している事は北部地帯の特徴である。

南部はリアス式海岸で、平野は少く、河岸段丘の発達も少ないが、志摩半島には海成段丘が広く分布している。又・南部地帯では海跡湖も多く見られる。

対比表を次の如く一応まとめたが、北部地帯と南部のリアス海岸地帯との対比について、及びその他の地域についても種々の問題がある。

三重県の第四系対比表

時代	一般的区分	地盤区分	北 部	中 部	南 部	志 摩	紀 南	名古屋	
第 四 紀	沖積世	沖積層	上部礫層	富田浜					
			上部粘土層	四日市港					
	洪積世	低位段丘	下部礫層	三 里	伊勢神戸	明 野		有 井	大曾根
		中位段丘	下部粘土層	御 館	久 居	明 星	布施田	山 池	熱 田
		高位段丘		青木川	古 林	古 市	先志摩	広 角	八 事
	高位礫層		蓮花寺	見当山	松 阪	相 差		唐 山	
先第四紀	基 盤		奄芸層群	奄芸層群 一志層群	花崗岩 結晶片岩	中生層	熊野姓岩 古第三紀層? 中生層	矢田礫層	

風化状態は中央構造線より北部では、高位礫層は赤色系統でクサレ礫多く、高位段丘は赤～褐色でクサレ礫、中位段丘ではクロボク(黒色土)、褐色土壌が多い。

三重県が最近実施した地盤調査によると、海岸平野地帯では上から上部砂礫層、上部粘土層(含海撿貝化石)・下部砂礫層・下部粘土層(含海撿貝化石)・第三紀層の順になっ

ている所が多く、沖積層の厚さは数10m以下である。

桑名や四日市の西部には南北系統の背斜構造が第三系に変異を与えているが、高位段丘はこの影響を受けており、一志漸層は洪積期にも運動している。紀南及び志摩半島の段丘も洪積紀に運動している。又・北勢地方では東西性の軸をもった洪積期の運動が所々にあるらしい。

8. 東海地方の第四紀層

竹原平一(名古屋大学)

名古屋付近で最も古い第四紀層は唐山層であって、厚さ15m以下、分布は局限されていて、もとの谷地形のような所に堆積したらしい。八事層が唐山層をおおっているので唐山層の堆積面はみられない。唐山層からは花粉以外の化石は今のところ発見されていないが、唐山層は赤い“腐り礫”が顕著で1部には薄い凝岩を挟むので割合目立つ地層である。この上に乗る八事層との関係は1部不整合・1部指交状態である。

八事層は厚さ30mのチャート礫の多い礫層であるが、4~5枚の赤化したシルト層を挟む。この中からも化石は発見されていない。八事層は唐山層をオーバーラップして広範囲に分布し、西ないし西南西方向に唐山層とともにゆるく傾斜している。八事層の堆積面は名古屋市内では高さ100mから30mであって、高位段丘に当たると考えられる。

名古屋市街地の大半を占める台地面は熱田層の堆積面(熱田面)で、市内での高さは25~10m、西南西に向かってゆるく傾斜

する。この台地を構成する熱田層は厚さ15m、偽層の著しい黄緑色砂である。熱田層は台地部ではまだ貝化石を産出したことはないが、軽石粒を普遍的に含む。軽石はaugite-hypersthene-hornblend(dacitic)andesite pumiceであって、御岳山の噴出物が木曾川によって下流に運ばれたものである。濃尾平野の沖積層下の熱田層からは浅海撿貝化石が出る。熱田層は中位段丘に当たると考えられる。

熱田面より低位に段丘礫層が3段ある。それらの堆積面は古いものから大曾根面(35-10m)、小牧面(50-10m)、鳥居松面(25-10m)である。これらは低位段丘に当り洪積世末に生成したと考えられる。

濃尾平野の沖積面を構成する堆積物は主に木曾川扇状地およびデルタの堆積物であって、木曾川下流部のデルタ地区では大部分海成層である。これは南陽層とよばれる沖積層で浅海撿貝化石を産す。犬山付近の扇頂部では海拔40mの高度であるが南西に向かって降り一宮市北部では10mとなり、更に南西に降ってデルタ部に接続する。木曾川河口では厚さが50mある。南陽層は有楽町層(下町果層)灘波層などに対比される。大阪平野の所謂沖積層下部および東京の有楽町層下部の年代が1.5万年から2万年前を示すことがわかったので、その部分は現在の年代区分法に従えば厳密な意味では洪積層としなければならない。南陽層下部もC¹⁴時代検定を行なえば類似の数字が示されるかも知れないが、後氷期海進の堆積物という意味で沖積層という言葉を用いる。

名古屋付近の地形面は木曾川、三重(内帯)静岡の地形面と次のように比較される。

名古屋 木曾川 三重(内帯) 豊橋 静岡

低位面	{ 鳥居松面……………坂下面……………小森面 小牧面(犬山面)……………高部面……………豊橋面……………西気賀面……………長者原面……………白羽面 大曾根面 }
-----	---

名古屋 木曾川 三重(内帯) 豊橋 静岡

中位面 熱田面(田楽面)・松源寺面……久居面……高師原面(小坂井面)・三方原面・牧ノ原面・牧瀬面

高位面 八事面(武豊面)…………… $\left\{ \begin{array}{l} \text{諸戸山面} \\ \text{低位羽野面} \\ \text{高位羽野面} \\ \text{見当山面} \end{array} \right\}$ …天伯原面・東鴨江面・小笠面……小笠面

濃尾平野の第四紀層は一般に西ないし西南西に傾斜し各地層は同方向に肥厚している。又古期の第四紀層程傾斜が強い。松沢教授によれば八事層の上部では傾斜が大体 $\%_3$ ほどであり、熱田層では $\%_3 \sim \%_4$ 程度、さらに大會根層ではもっと小さくなっているという。これらの数字は堆積時のイニシアル・ディップを示すばかりでなく濃尾平野が第四紀を通じて西南西方向に傾動を続けたことを示している。知多半島基部東海道線西側ではボーリング資料によれば海成中新統は海面下481m以下、古生層は746m以下であり、木曾川河口付近では海面下1500mでも基盤岩らしいものには到達出来なかった。このことは飯田教授他の重力異常から求めた基盤岩の推定深度ともほぼ一致する。

名古屋周辺の第四紀層は断層の影響で(或は古い断層の再活動で)地形面に変異を生じたり、地層の傾斜が 30° ぐらいにまで強められることがまれにあるが、褶曲運動は外帯の第四紀層と比較して微弱である。第三紀層の背斜軸をおくっている第四紀層が、その堆積後に更に第三紀層とともに背斜運動を続けたということは、第四紀層を細分しそれぞれの分布を確かめると否定的である。

三重県の外帯では新旧の海岸段丘堆積物が海岸線に沿い帯状配列をしているのが目につくが、内帯ではそのようなものは知られていない。内帯の第四紀層も中央構造線に近付くと地形面や岩相に差異を生じ、地層相互の対比にやゝ困難を感じる。これは中央構造線が第四紀にも活動したことに関係があると思う。

その1例として豊川下流の左左両岸に発達する河岸段丘の非対称を挙げる。

9. 九州の第四紀標準層序と対比

首藤次男(九州大学)

(1)九州の第四紀層の標準は大分地方に求めるのが妥当であろう。同地方には第三紀碩南層群および結晶片岩を被って、大分層群と九重層群が発達する。大分層群は湖成堆積層、火山碎屑岩、熔岩(Hr-A → 2PY-A)で代表される滝尾層(500±m)と瀕海性の鶴崎層(Hr-A系)を含む。大分層群の原堆積面は現在の平坦面と必ずしも関係がない。九重層群は海成段丘堆積物である大佐層と岡泥濘、それらを僅かに侵蝕した面に堆積した砂礫層(+火山噴出物)である小原台砂礫層と一木凝灰岩、および河岸段丘堆積層である延命寺、丹川の両砂礫層よりなる。これらの堆積面は高位(U₁, U₂)、中位(M₁, M₂)、低位(L₁, L₂)の諸面を形成する。

(2)阿蘇熔結凝灰岩は大分市南西部で明らかに二層存在する。下部層は礫層上に薄い黄白火山灰、軽石薄層をしいて、結晶粒が粗く、熔結度のたかいしつ黒色の熔結部、軽石のめだつ熔結部、軽石層、火山灰と漸移する。この上に重なる上部層は軽石の多い熔結部から軽石層をへて火山灰に漸移する。場所によっては上部層は基底に角礫薄層をもち、細粒部を刻り去られた下部層のしつ黒熔結部に直接

のる。熊本市北東，花房台地に分布する上・下二層の熔結凝灰岩との層位関係は不明。大分地方の第四紀熔結凝灰岩は阿蘇のほか，滝尾層下部（Bi—Hr—A），鶴崎層相当層（万年山系）が認められる。

(3)この標準層序に基づく，九州の第四紀諸層の対比結果は別表に示した。

庶 務 報 告

1. 本部から文部省出版補助金減額および印刷費の騰起のため，支部補助金は出せなくなったとの通知がありました。従って各部会への支部からの補助も残念ながら出来なくなりました。

2. 11月9日の大阪での例会の席上，大阪の会員から，「1965年度地質学会総会を大阪でやるよう依頼された場合にはやってもよい」という発言があり，参会者一同の了承をえました。その後評議員会で大阪に決定したとのことです。

3. 地質学会本部から，近く行なわれる評議員選挙の管理委員を推センするよう依頼があり，幹事会で検討の上，地調の坂本亨氏を推センした。

4. 新入会者

宮崎 浩 大阪市立大学理学部地学教室
井本伸広 京都大学理学部地鉱教室

