

富山県氷見市十二町層(藪田層)の古地磁気層序に関する予察的検討

山崎 司*・藤 則雄**・広岡公夫***・
加藤道雄****・高山俊昭****

PRELIMINARY RESULTS ON GEOMAGNETIC STRATIGRAPHY OF THE JYUNICHO FORMATION (YABUTA FORMATION) DISTRIBUTED IN HIMI CITY, TOYAMA PREFECTURE

Tsukasa YAMAZAKI, Norio FUJI, Kimio HIROOKA,
Michio KATO, and Toshiaki TAKAYAMA

緒 言

HASEGAWA (1979) は富山県氷見市朝日山, および十二町に分布する従来の藪田累層を, 十二町層と命名した。本層は, いわゆる大桑一万願寺動物群に属する軟体動物化石を多産する他, きわめて豊富な石灰質微化石や珪質微化石を産出する。最近の微化石層位学的研究, とくに HASEGAWA (1979), および両角・石垣 (1981) の浮遊性有孔虫と石灰質ナンノ化石からの検討により, 十二町層が鮮新世から更新世に至る地層で, 本層の中に鮮新統/更新統の境界の存在することが判明した。

近年, 古地磁気層序, 微化石の datum plane, および放射年代の相互の関連が明らかにされつつある。筆者らは, この視点に立って十二町層を古地磁気学的手法によって検討してきたが, その予察的結果を得たのでここに報告し, あわせて産出する微化石から本層の地質時代について言及したい。

この研究を行うにあたり, 富山大学理学部地球科学教室の酒井英男博士には磁化測定の際御協力いただいた。ここに記して感謝の意を表する。

-
- * 富山県滑川東部小学校
 - ** 金沢大学教育学部地学教室
 - *** 富山大学理学部地球科学教室
 - **** 金沢大学教養部地学教室

地形・地質

1. 地形概要

調査地は、能登半島の基部、富山湾に面した富山県氷見市の南西部に位置し、氷見バイパス線の朝日丘交叉点より朝日山隧道の北口、およびバイパス線西方の清水～矢崎の南から北に入る沢一帯である(図1)。

ここは、現汀線より約2km内陸に入った、海拔40～100mのやや開析された丘陵地で、清水～矢崎、津野、荒館の3つの小さな沢が南から北へ丘陵を浸食して、入り込んでいる。この丘陵の南と北には沖積低地があり、そのうち、南側の低地には十二町瀉があり、万尾川や仏生寺川などは東流して、富山湾に注いでいる。かかる低湿地は、完新世中期のいわゆる縄文海進時の入江～湾が沖積されてできた低地である。

2. 地質要説

この地域には、新第三紀鮮新世から第四紀更新世に至る地層が分布している。

すなわち、新第三紀鮮新世から第四紀更新世初頭と推定される氷見層群と、これと不整合関係にある第四紀更新統が分布している。前者は、下位より鮮新世の稲積累層と藪田累層、および更新世前期初頭の十二町層に細分され、後者は、更新世前期の埴生累層、更新世中期の^{かみた}上田子層、および更新世後期の窪層よりなる。そして、低地には完新統が分布している(図2)。

a) 稲積累層

稲積累層は、氷見市宇波の西部から稲積を至て、十二町に至る間に広く分布する。その岩質は、暗青灰色泥岩、および火山灰薄層からなり、最大層厚は約250mである。下位の新第三紀中新世後期の姿累層とは不整合で接している。本層の基底部は海緑石砂岩ないし細礫を主とする礫岩よりなり、多量の石灰質微化石や珪藻・放散虫化石が本層中に含まれている。

b) 藪田累層

藪田累層は、氷見市小境から阿尾に分布し、下位の稲積累層を整合で被っている。本層は、主として暗青灰色砂質泥岩よりなるが、細粒砂岩の薄層、および層理面におおむね平行にレンズ状の団塊が各層準に挟在されている。本層の最大層厚は150mで、有孔虫・石灰質ナンノプランクトン・放散虫・珪藻・貝類化石を多産している。

本層の下部に挟在される火山灰薄層は、下位の稲積累層の上部に挟在されている火山灰薄層と同時期の同火山灰であることから、本層の下部と稲積累層の上部とは、同時異相の関係にある(HASEGAWA, 1979)。

c) 十二町層

十二町層は、氷見市の朝日山、十二町、および川田の北部に広く分布し、基底部には厚さ約50cmの基底礫岩層が発達し、下位の稲積累層を不整合に被っている。岩相は、主として砂質泥岩、石灰質砂岩、および中粒砂岩よりなり、その層厚は約180mである。

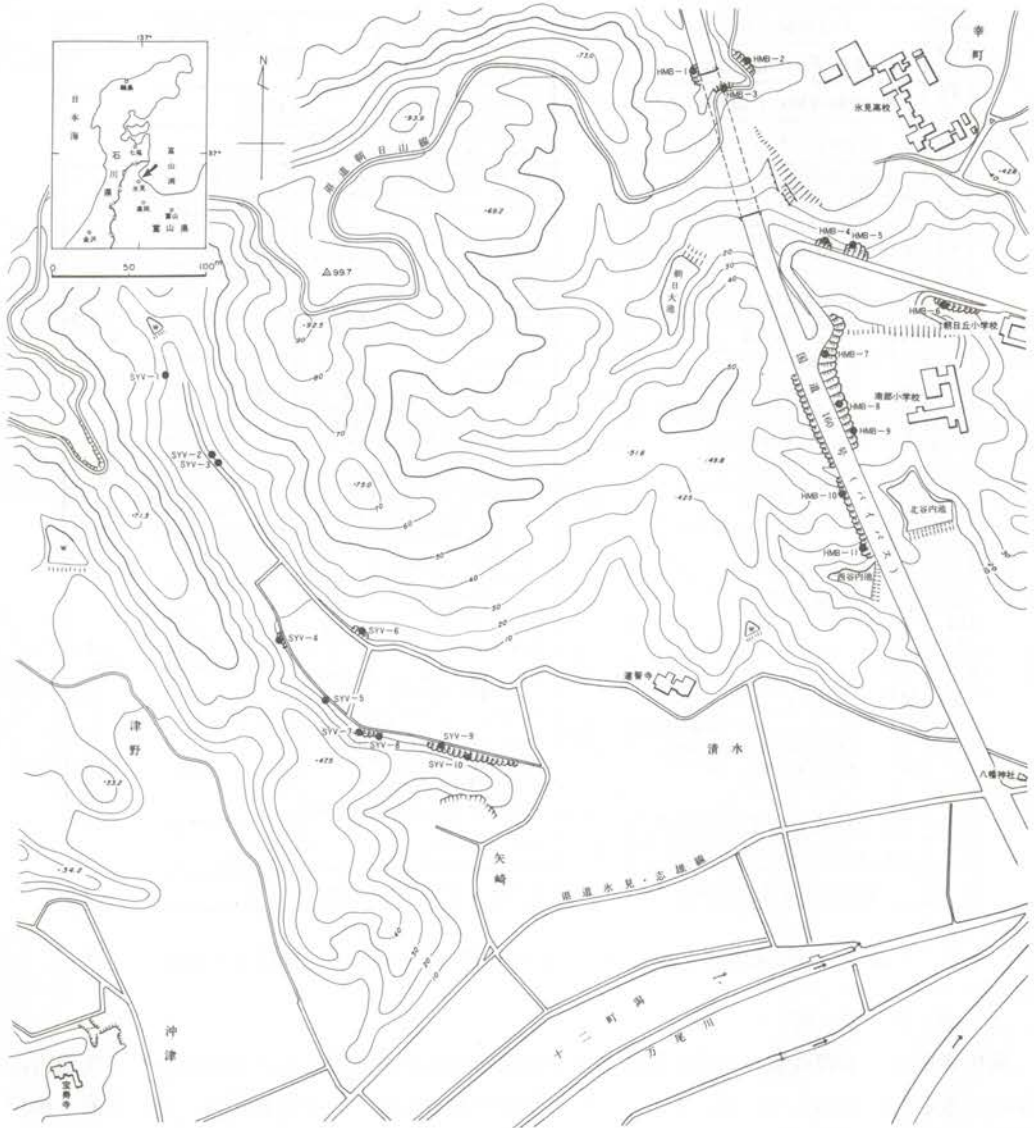


図1 古地磁気, および微化石試料の採集地点
 HMB: 国道160号線(氷見バイパス)ルート
 SYV: 清水~矢崎ルート

本層の上部は細粒砂岩薄層を含む泥岩よりなる。また、本層中には、4枚の火山灰薄層が挟まれているが、最下部の火山灰層は、その岩石学的特徴と層厚から下位の藪田累層最上部の火山灰層と酷似しているので、この層準でも、両累層は同時異相の関係にあると推定される (HASEGAWA, 1979)。

本層は、多くの微化石や貝類化石を包含し、それはいわゆる“大桑一万願寺動物群”に属する。

AGE	FORMATION	THICK-NESS	LITHOLOGY	FOSSILS
PLIOCENE/PLEISTOCENE	Kubo Formation	20	gravel, sand, silt	
	Kamidako Formation	60	gravel, sand, silt, clay	plant
	Hanyu Formation	35	alternation of fine sand & sandy silt, clay, gravel	mollusca
	Junicho ? Formation	185	calcareous coarse sandstone, silty sandstone, tuff, conglomerate	mollusca, foraminifera, radiolaria, nannoplankton & diatom
	Yabuta Formation	145	calcareous sandy siltstone, glauconite	mollusca, foraminifera, radiolaria, nannoplankton & diatom
	Inazumi Formation	260-0	massive siltstone, siltstone with gravel, glauconite	mollusca, foraminifera, radiolaria & diatom
	Sugata Formation	460-160	diatomaceous mudstone	mollusca, radiolaria & diatom
	Ogume Sandstone Member	120-0	massive mudstone, pumiceous tuff, massive sandstone	foraminifera
	Kuzuba Formation	680-0	alternation of sandstone & siltstone, tuff, luffaceous green sandstone	mollusca, foraminifera, radiolaria & nannoplankton
	MIOCENE	Mio Formation	310-0	very fine sandstone, alternation of sandstone & siltstone
Nakanami Formation		230-0	thin alternation of white fine tuff & luffaceous siltstone, hard mudstone	echinoid, foraminifera, diatom & nannoplankton
Taniguchi Formation		320-30	fine tuff, alternation of sandstone & siltstone	plant, mollusca, foraminifera & nannoplankton
Kunimi Mudstone Member		105-0	lignite	
Takabatake Conglomerate Member		165-0	sandstone with breccia, fine tuff with micaceous siltstone	
Kumabuchi Formation		25	conglomerate, tuff breccia	
Basement Rocks			biotite granite, adamirite	

図2 氷見市における新第三系, および第四系 (HASEGAWA, 1979より一部改変)

d) 植生累層

植生累層は、本調査域から遙か南西方の小矢部市植生を標式地とし、氷見市から小矢部市にかけて散在的に分布している。下位の十二町層を不整合に被う。その岩相は、砂質泥岩、細粒砂岩、および炭質物を含む砂岩よりなり、その最大層厚は約40mである。

3. 試料の岩質と層序

古地磁学的・微古生物学的研究のためには、その試料の層準と層序的位置が明確であることが最も重要である。そこで、本研究の主目的と関連する新第三系と第四系との境界を含むと推定される十二町層が、模式的に分布し、よい露出を呈している矢崎の沢と国道160号線(氷見バイパス)の朝日丘一帯を特に精査し、露出する殆んどすべての露頭から古地磁気測定と微化石分析に必要とする試料を採集し、それぞれの試料について測定・分析を行なったが、第四紀と新第三紀の境界の決定に直接関係ある試料についてのみ、その岩質と層準を述べ、併せて、これら試料に関する層序について要点を述べる。

(1) 清水～矢崎ルート：

このルートは、矢崎から北に入る長さ約1km、入口での幅約200mの小沢である。

このルートでの層序の最下位の露頭SYV-1は、長さ約40mの低い露頭で、沢の最奥(北端)に位置し、暗青灰色の砂質泥岩よりなる。中に貝化石を含む。層理は明確でない。

露頭SYV-2は、沢の東側の小露頭で、暗青灰色泥質砂岩よりなる。

露頭SYV-3は、SYV-2の露頭の南に隣接し、暗青灰色泥質砂岩よりなる。

露頭SYV-4は、この沢のほぼ中央、西側に立地し、泥岩と砂岩の互層よりなる小露頭。試料は泥岩質である。

露頭SYV-5は、SYV-4の南東約80mにあり、石灰質～泥質砂岩よりなる。この露頭の層準よりやや上位の層準である沢の対岸のSYV-6にも同岩質よりなる露頭がある。

露頭SYV-7は、SYV-6の南約120m、沢の南側に位置し、走向N30°E、傾斜7°Sの石灰質砂岩層よりなる。この同じ露頭の上部には、SYV-7の上位層準に比定されるSYV-8の泥質砂岩が累重し、このSYV-8の4m上位には厚さ約30cmの火山灰薄層が挟在されている。

露頭SYV-9は、前述のSYV-8の上位約15mの層準にあり、その岩質は均質な砂質泥岩である。

露頭SYV-10は、この沢の入口(南東端)から約70mに位置し、このルートでの層序の最上位の層準を示す。岩質は、石灰質砂岩で、試料採取の層準より上位4mには厚さ約30cmの火山灰薄層が挟在されている。この薄層は、後述の国道160号線(氷見バイパス)ルートのHMB-5とHMB-6の間の層準の石灰質砂岩層中に挟在されている火山灰薄層に対比される。

(2) 国道160号線(氷見バイパス)ルート：このルートは、ほぼ南北に通ずるバイパス線が朝日丘を通る辺りで、ここに分布する十二町層は、十二町層の最下部から最上部までの殆んどを占めている(HASEGAWA, 1979)。なお、本ルートの北部には十二町層下部の砂岩～泥質砂岩層が分布し、本ルートの中央には砂質泥岩と火山灰薄層を含む石灰質砂岩層が、そして、ルートの南部には、十二町層上部の均質な砂質泥岩層が発達している。本ルートに分布する十二町層の走向は、概してN50～60°E、傾斜約10°Sである。

HMB-1・2・3の各露頭は、何れも隧道北側の入口付近にあり、砂質泥岩よりなる。HMB-3は、前述の清水～矢崎ルートのSYV-5に凡そ対比できる。

HMB-4・5・6は、バイパスが朝日丘小学校を経て、氷見市街中心部に通ずる道と三叉する付近に位置する。岩質は比較的均質な砂質泥岩層よりなる。HMB-5層準の上位約10mには、SYV-10層準の岩質に酷似する火山灰薄層(層厚30cm)が分布し、同層準である。

HMB-7・8・9・10・11の各露頭はすべて、バイパス線沿いに連続する大露頭面にある。これ等の露頭のうちで、HMB-7・8・9はその東側の、HMB-10・11はその西側の法面にそれぞれある。これ等露頭のすべての岩質は暗青灰色の砂質泥岩である。

以上に述べた清水～矢崎ルートと国道160号線(氷見バイパス)ルートの2ルートからの各試料の層準を、これ等2ルートに分布するすべての露頭の岩相とその層厚、火山灰の特徴、およびこれ等地層の走向・傾斜などに基づいて検討した結果、これ等2ルートの各試料は、図3と4に示すような層序関係にあり、対比することができる。

古地磁気層序

1. 測定試料の採集・作製

古地磁気試料を東経136°58.5′, 北緯36°50.5′付近の清水～矢崎ルート, および氷見バイパス・ルートの21地点, 22層準で採集し, 残留磁化の測定を行った。矢崎ルートではSYV-1～10の10地点, バイパス・ルートではHMB-1～11の11地点である(図1)。砂質泥岩14層準, 石灰質砂岩2層準, 泥質砂岩4層準, 石灰質～泥質砂岩2層準で, 古地磁気試料採集用に特別に改造したクリノメーター(HIROOKA, 1971)を用いて, 各層準から数個の定方位ハンド・サンプルを採取し, 実験室で一辺22mmの立方形の試料を各ハンド・サンプルから2～3個切り出し, プラスチック・キューブに装填して, 磁化測定を行った。切り出す際にくずれて, 試料数が少なくなった層準のものもある。磁化測定にはSchonstedt社製のSSM-1A型スピナー磁力計を用いた。

2. 交流消磁

自然残留化(natural remanent magnetization, NRM)の方向は, 割合よくまとまったものもあったが, 多くはばらつきが大きく, 磁化強度も 10^{-6} ～ 10^{-7} e.m.u./grのオーダーで, 第三紀/第四紀の一般的な堆積岩では磁化の弱い部類に属する。

過去の地球磁場の記録と考えられる安定な磁化方向を得るために, 各層準の試料について段階的に交流磁場による消磁を行った。交流消磁実験は次のような手順で実施した。全層準の試料のNRMの磁化測定を行った後, 各層準から任意の3個の試料をパイロット・サンプルとして選び, それらを段階的に50, 100, 150, 200Oeの交流磁場で消磁していき, 層準毎に磁化方向がよくまとまる消磁段階を見つける。磁化方向の変化が大きかったり, まとまり具合を見て, 250, 300, 400, 500, 600, 700Oeと更に高い段階まで消磁を行った層準もある。3個のパイロット・サンプルだけでは最適消磁磁場(optimum demagnetizing field, ODF)の見きわめの難しいものもあったが, その場合には, 更に1～2個をパイロット・サンプルとして数を増して実験を行った。

次いで, パイロット・サンプルの消磁実験からまとまりそうな消磁磁場とその前後の合せて3段階で, その層準の残りの試料も消磁し, その結果のうち, 最もまとまりのよいものを古地磁気データとして採用した。

3. 測定結果

22層準すべてについて, 上記のような交流消磁による残留磁化の安定性を吟味し, 堆積当時の地磁気の記録として信頼するに足る磁化方向を得る努力をしたが, SYV-2, 4, およびHMB-2, 4, 5, 8の6層準については, NRMはもとより, どの消磁段階においても磁化方向のまとまりが充分でなく, その上, 消磁段階毎に各試料の磁化が大きく方向を変え, 古地磁気データとして使える安定な磁化を保持していないことが明らかになった。これらの層準は安定な磁化を

有する層準に比べて残留磁化強度も小さく、地球磁場が弱かったか、地磁気変動が非常に速かったのではないかとと思われるふしがある。

測定結果の得られた14層準の磁化方向は表1に示されている。同表には測定試料数(N)、平均偏角(D)、平均伏角(I)、最適消磁磁場(ODF)の他FISHER(1953)の統計による95%レベルの信頼角(α_{95})と精度パラメータ(K)も示されている。この表から明らかのように、HMB-3, 6, 7, およびSYV-1の4層準は α_{95} が40°を越えるような大きなばらつきを示して、古地磁気データとしては信頼性がおちるが、古地磁気層序を編むための正帯磁、逆帯磁の判定には使えそうなので表1に入れておいた。

表1 各層準の古地磁測定結果

N:測定試料数, D:平均偏角, I:平均伏角, K:フィッシャーの精度パラメータ, α_{95} :フィッシャーの信頼角, ODF:最適消磁磁場

Horizon	N	D(°E)	I(°)	K	α_{95} (°)	ODF(Oe)
HMB 11	6	2.0	58.7	208.8	4.6	50
HMB 10	6	-14.2	47.7	52.2	9.4	50
HMB 9	8	-15.3	49.8	16.3	14.1	150
HMB 7	4	18.6	10.2	4.2	51.4	400
HMB 6	7	128.9	-57.5	2.7	45.3	200
HMB 3	7	225.2	3.6	1.6	73.6	400
HMB 2	7	-17.8	54.7	18.6	14.4	150
SYV 9	8	27.1	42.4	11.7	16.9	50
SYV 8	5	4.9	26.5	6.2	33.4	300
SYV 7	6	62.3	43.7	8.6	24.2	250
SYV 6	6	-7.2	60.7	26.7	50	
SYV 5	6	4.9	58.8	14.0	18.5	50
SYV 3	5	4.1	43.7	23.7	16.0	50
SYV 1	5	-18.8	-64.1	1.4	64.1	500

サンプリングを行った地層は、現在、南西に少し傾斜しているが、表1の偏角・伏角は地層が傾むいた状態のままの値である。過去の地球磁場の方向を知るためには、堆積当時の地層が水平であった状態にもどした時の偏角・伏角を求めなければならない。地層の走向を軸にして、傾斜の角度が零になるように地層を水平に還元するという地層面補正を行うと、表2のようになる。D_c, I_cが補正後の平均偏角・平均伏角を表わし、補正に用いた走向、傾斜とともに表にしてある。地層の傾斜角が小さいので表1と比べて大きな変化は見られない。

α_{95} は大きいのが、HMB-6の層準は逆帯残留磁化を示しており、HMB-3, 7, およびSYV-1, 7は正帯磁でも逆帯磁でもない謂ゆる中間帯磁を示している。また、SYV-8, 9は正帯磁に近いが、第四紀の正帯極期の一般的な地磁気永年変化の範囲から相当大きくはずれる残留磁化

表2 十二町層の古地磁気データ

Dc: 地層面補正を行った平均偏角

Ic: 地層面補正を行った平均伏角

Bedding: 各層準の地層面の走向と傾斜

Horizon	Dc (°E)	Ic (°)	Bedding (°)	
HMB 11	16.8	61.9	N30E,	9E
HMB 10	-5.8	53.5	N30E,	9E
HMB 9	-6.3	55.7	N30E,	9E
HMB 7	20.3	11.9	N30E,	9E
HMB 6	132.0	-66.3	N30E,	9E
HMB 3	224.5	4.5	N40E,	10E
HMB 2	-7.8	62.7	N40E,	10E
SYV 9	33.5	41.9	N26E,	7E
SYV 8	8.4	28.8	N26E,	7E
SYV 7	67.2	39.3	N26E,	7E
SYV 6	4.7	63.9	N26E,	7E
SYV 5	18.2	64.2	N48E,	9E
SYV 3	11.4	49.5	N48E,	9E
SYV 1	-24.3	-55.6	N48E,	9E

方向となっているので、地磁気変動の大きかった時に堆積したことを示唆している。

4. 古地磁気層序

表2にまとめられているように、残留磁化測定によって14層準についての古地磁気データを得ることができた。矢崎ルートとバイパス・ルートの古地磁気の極性を図にすると、図3の左側2つの柱状図のようになる。黒い部分が正帯磁、白の部分が逆転帯磁を表しているが、正・逆転帯磁の境界が斜めの線になっている部分は、中間帯磁もしくは正帯磁からはずれた磁化を示す層準にあたり、地磁気の逆転途中の過程を示すものではないかと思われる。両ルートの地層を対比すると、破線で示される通り、SYV-10がHMB-5とHMB-6の間になり、それをまとめると図3右側に示す古地磁気層序となる。これから明らかなように下部と最上部が正帯磁となり、その間に逆転帯磁があることになる。そして、正・逆転帯磁の境界に中間帯磁が現われており、柱状図には、その部分に疑問符がつけられている。磁化方向のばらつきが大きく、古地磁気データを得ることができなかった層準の多くも、この部分に含まれており、地磁気の変動が大きかったか、強度が減少した時期にあったためにきれいな残留磁化が得られなかったのではないかと考えられる。

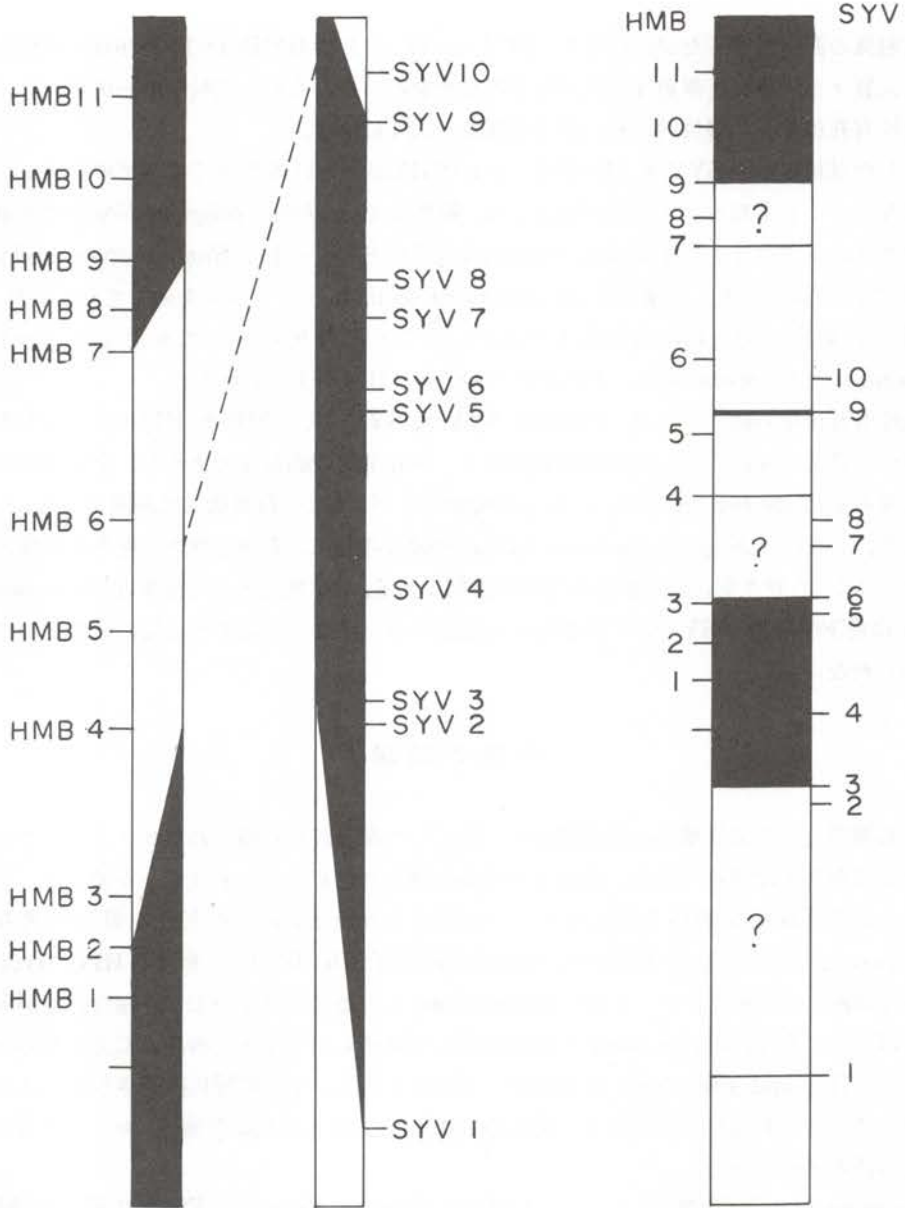


図3 十二町層の古地磁気層序

黒：正帯磁 白：逆帯磁

左の柱状図は国道160号線（氷見バイパス）ルート，中央は清水～矢崎ルート，
右は両ルートを合せた古地磁気層序

微化石層序

残留磁気の測定を行った試料のうち, SYV-1~10, および HMB-3~11 の19点の試料について, 石灰質ナノ化石と浮遊性有孔虫化石の検討を行った。これら試料中の石灰質ナノ化石と浮遊性有孔虫化石の層位的分布と産出頻度を, 図4に示す。

検討した試料のうち SYV-8, HMB-5, および HMB-8~11 をのぞくすべての試料より, 比較的保存のよい石灰質ナノ化石が産出する。群集は *Coccolithus pelagicus* が卓越する単調な構成である。セクションの下半部には代表的な浅海種と考えられる *Braarudosphaera bigelowi* が多産する。示準化石として重要な *Helicosphaera sellii* は, セクションを通して発見されるが, その産出は散点的で, 産出個体数も少ない。同じく示準化石として有効な *Gephyrocapsa caribbeanica* と *G. oceanica* は, それぞれ SYV-2 と HMB-3 に出現する。

浮遊性有孔虫化石については, 19試料中 SYV-8, SYV-10, HMB-5, HMB-8~11 をのぞく12試料中に産出を確認した。産出個体数は多く, 保存も比較的良好であるが, 全層準にわたって寒冷種の *Globigerina bulloides* と *G. quinqueloba* が卓越し, 群集構成は単調である。セクションの中, 下部には *Neogloboquadrina pachyderma* が多産し, 右巻き個体と左巻き個体がほぼ同数であるが, 右巻き個体の方が僅かながら優勢である。示準化石として重要な *Globoquadrina asanoi* は最下位層準の SYV-1 に少数ながら産出するだけで, それより上位には産出がまったく認められない。

考察と結論

微化石層序と古地磁気層序の対応関係は, 主として深海底から得られたピストン・コアにもとづいて明らかにされてきた。赤道太平洋から得られたピストン・コアを使って, 上部新生界における古地磁気層序と石灰質ナノ化石の datum plane との対比を最初に試みたのは GARTNER(1973)であるが, 最近では, 深海掘削計画(DSDP-IPOD)における HPC(Hydraulic Piston Corer)の採用により, これら datum plane と古地磁気層序のより正確な対比が可能になったばかりでなく, datum plane と放射年代との関係も太平洋と大西洋の双方で明らかにされている (HAQ and TAKAYAMA, in press)。それによると, 十二町層に確認される, あるいは確認されるかもしれない石灰質ナノ化石の datum plane と古地磁気層序, および放射年代との対応は次の通りである。

<i>Helicosphaera sellii</i> の絶滅	Olduvai Event と Jaramillo Event の間	1.2Ma
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> の出現	Olduvai Event の直上	1.65Ma
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i> の出現	Olduvai Event の TOP	1.68Ma

日本海側の上部新生界に卓越する浮遊性有孔虫の寒流系化石群集では, 有効な datum plane を設定することが困難である。*Globoquadrina asanoi* の絶滅の層準はその数少ない datum の一つで, MAIYA *et al.* (1976)によれば, この層準が Olduvai Event の基底に相当するという。

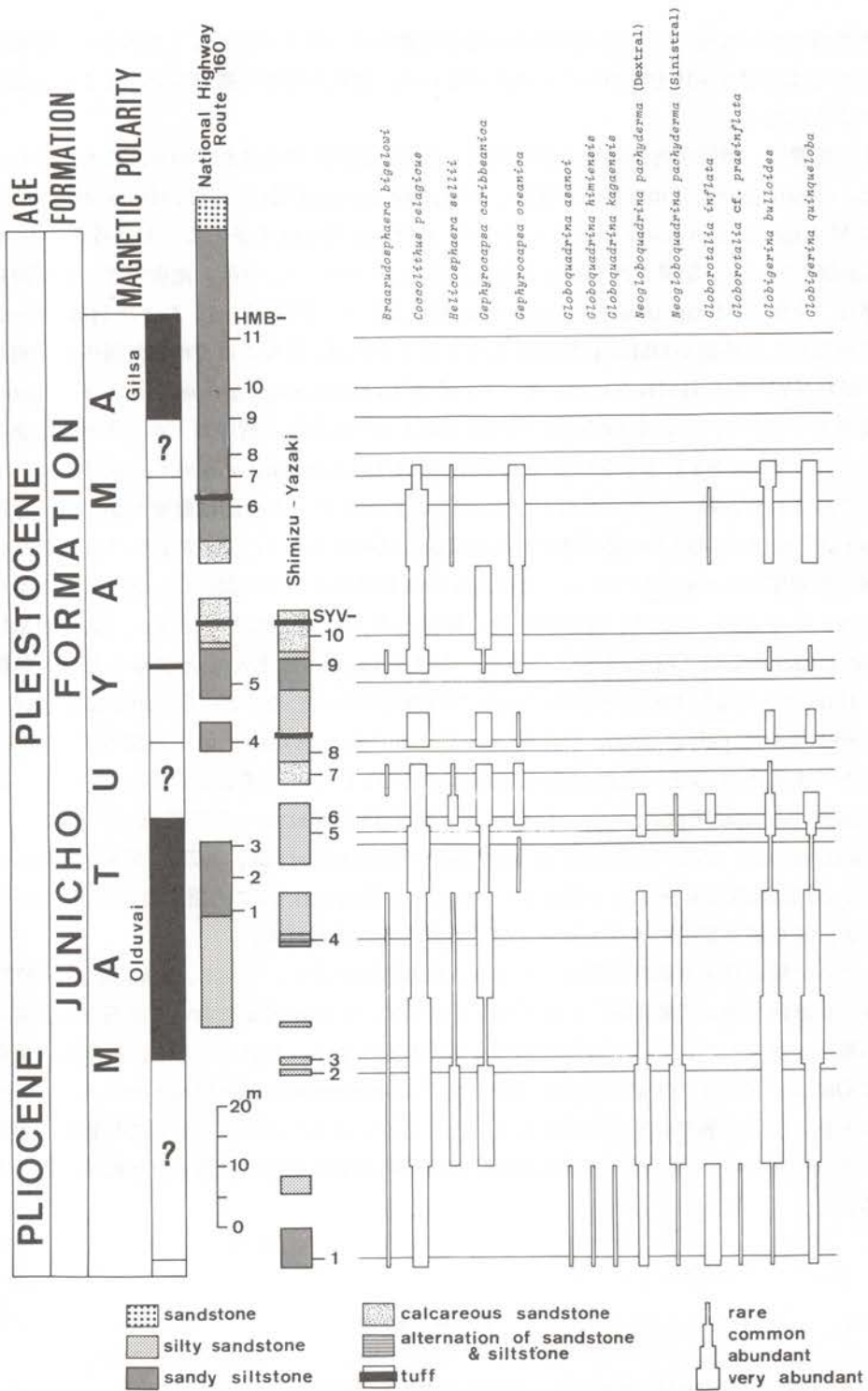


図4 十二町層の古地磁気層序と産出する石灰質微化石

本地域において得られた十二町層の古地磁気層序は、図3に示す通りである。古地磁気層序のみからは地層の年代を決めることは出来ないが、微化石層序の観点に立ってこれを論ずれば次のようになる。

十二町層は、層位的には最上部鮮新統～下部更新統に対比されており、これが正しいとすると、Geomagnetic Time Scale (Cox, 1969; GROMMÉ and HAY, 1971; HARLAND *et al.*, 1982) では Matuyama Reversed Epoch にあたり、Olduvai Event のあることが期待される。また、Jaramillo Event が記録されている可能性もある。したがって、今回古地磁気データが得られた層準は、全体が Matuyama Reversed Epoch にあたり、SYV-3～5、および HMB-1～3 の層準に見られる正帯磁が Olduvai Event にあたるとすれば、最もこの古地磁気層序を説明しやすい。試料 SYV-2 と HMB-3 において、それぞれ *Gephyrocapsa caribbeanica* と *G. oceanica* が出現することから、これを Olduvai Event と考えるのは微化石層序の上からも妥当である。このことは、また、SYV-1 において浮遊性有孔虫 *Globoquadrina asanoi* が絶滅することからも強く支持される。最上部の正帯磁が Jaramillo Event に当ると話は簡単だが、約15万年間の Olduvai Event の期間の地層の層厚から堆積速度は相当大きく、それに比して、逆転帯磁を示す層序の層厚がそれ程ないことと、HMB-8 から HMB-9 までの間にはっきりした不整合が見られないことから、この間で100万年近く経過したとは考えにくい。また、試料 HMB-7 に *Helicosphaera sellii* が産出することから、これを Jaramillo Event とすることには無理がある。HARLAND *et al.* (1982) の Time Scale では採用されていないが、GROMMÉ and HAY (1971) の提唱している Gilsa Event が記録されているかもしれない。もし上部の正帯磁が Gilsa Event であるとする、逆転磁極期間中にある SYV-9 の正帯磁が問題となるが、これは Brunhes Normal Epoch の中に何回かあったと報告されている地磁気エクスカージョン (KAWAI *et al.*, 1972; YASKAWA *et al.*, 1973; HIROOKA *et al.*, 1977, 1978) が Matuyama Reversed Epoch にもあったと考えることによって説明される。この層準のみで、期間が短いことなど、逆転磁極期中のエクスカージョンであろうと思われる。

ところで鮮新統／更新統境界については、依然異論が多い。しかし、HAQ *et al.* (1977) は鮮新統／更新統境界の“模式地”とされる南イタリア、le Castella において詳細な石灰質ナノ化石層序を明らかにし、この問題の解決に見通しを与えた。それによると、鮮新統／更新統境界は Olduvai Event の上限より僅か上位にあり、*Gephyrocapsa caribbeanica* と *G. oceanica* のそれぞれの出現の層準の間に相当するという。このことから本地域において鮮新統／更新統境界は十二町層の中に引かれ、本層は鮮新世後期から更新世初期に堆積したと結論することが出来る。

引用文献

- Cox, A., 1969. Geomagnetic reversals. *Science*, v. 163, p. 237-245.
 FISHER, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of Royal Society of London, A*, v. 217, p. 295

-305.

- GARTNER, S., 1973. Absolute chronology of the late Neogene calcareous nannofossil succession in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am., Bull.*, v. 84, p. 2021-2034.
- GROMMÉ C. S. and HAY, R. L., 1971. Geomagnetic polarity epochs: Age and duration of the Olduvai normal polarity event. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 10, p. 179-185.
- HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICKTON, C. A. G., SMITH, A. G. and WALTERS, R., 1982. *A geologic time scale*. Cambridge University Press, p. 1-130.
- HAQ, B. U., BERGGREN, W. A. and Van COUVERING, J. A., 1977. Corrected age of the Pliocene / Pleistocene boundary. *Nature*, v. 269, p. 483-488.
- HAQ, B. U. and TAKAYAMA, T., in press. Neogene calcareous nannoplankton datum planes and their calibration to magnetostratigraphy. *Proceed. Pacific Neogene Datum Planes Workshop, Osaka, 1981*.
- HASEGAWA, S., 1979. Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan. *Tohoku Univ. Science Report, 2nd ser. (Geology)*, v. 49, p. 89-163.
- HIROOKA, K., 1971. Archaeomagnetic study for the past 2,000 years in southwest Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto Univ., Series of Geology and Mineralogy*, v. 38, p. 167-207.
- HIROOKA, K., HASEGAWA, E., HIROTA, T., NAKAYA, S. and YOKOYAMA, T., 1978. On the geomagnetic excursions in the late Pleistocene found in Ontake Tephra, Ina, Central Japan. *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, v. 6, p. 101-114.
- HIROOKA, K., TOBITA, C., YOKOYAMA, T. and NAKAYA, S., 1977. On the excursion of the latest Pleistocene recorded in Ontake Tephra, Ina, Central Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, v. 4, p. 81-87.
- KAWAI, N., YASKAWA, K., NAKAJIMA, T., TORII, M. and HORIE, S., 1972. Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proceedings of the Japan Academy*, v. 48, p. 186-190.
- MAIYA, S., SAITO, T. and SATO, T., 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. In: Y. TAKAYANAGI and T. SAITO (eds.), *Progress in Micropaleontology*, Micropaleontology Press, New York, p. 395-422.
- 両角芳郎・石垣武久, 1981. 藪田層の浮遊性有孔虫化石群集——藪田層の時代および下位の地層との層序関係に関連して——, 大阪市立自然史博物館研究報告, 35号, 1-13頁.
- YASKAWA, K., NAKAJIMA, T., KAWAI, N., TORII, M., NATSUHARA, N. and HORIE, S., 1973. Paleomagnetism of a core from Lake Biwa (I). *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, v. 25, p. 447-474.