知多半島野間層における海成粘土層中の火山ガラス
—泥質堆積物から検出した火山ガラスの屈折率・形状に基づく地層の対比—

牧野内　猛*・吉野道彦*・檀原　徹**・山下　透**・古澤　明***

Volcanic glasses in marine clay members of the Quaternary Noma Formation, Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan
—Stratigraphic correlation based on refractive index and shape of volcanic glass shard detected in muddy sediment—

Takeshi Makinouchi*, Michihiko Yoshino*, Tohru Danhara**, Tohru Yamashita**
and
Akira Furusawa***

(Abstract)

This study is a new attempt to determine the age and/or horizon of stratigraphically unsettled muddy sediments based on refractive index and shape type composition of volcanic glass shards detected in the muddy sediments. The procedure is as follows,

1) detecting volcanic glass shards in muddy sediments, and determining the refractive index and classifying the shape type,
2) comparing the index and the shape type composition with those of tephras already examined, and searching for tephras similar to the glass shards,
3) identifying the corresponding tephra with the glass shards in muddy sediments.

Namely, stratigraphic horizon and/or age of the identified tephra is that of the muddy sediments.

The study by this procedure reveals the stratigraphic horizon and age of the Quaternary Noma Formation, which has been stratigraphically unsettled up to this time.

The Noma Formation intercalates two marine clay beds, the Lower Marine Clay Member (LMC) and Upper Marine Clay Member (UMC)(Fig.2). The refractive index determination and shape type classification of volcanic glass shards detected in these marine clay beds are performed (Figs.3, 5 & Tab.2). Among the detected volcanic glass shards, it is concluded that only those in LMC are of primary ash fall origin, and the others are reworked ones from older sediments. Based on the comparison about refractive index and shape type composition between the glass

* 名城大学理工学部地学研究室
Department of Earth Science, Meijo University, 468 Nagoya
** ㈱ 京都フィッション・トラック　Kyoto Fission-Track Co., Ltd., 615 Kyoto
*** 古澤地質調査事務所　FURUSAWA Geological Survey, 444 Okazaki
1992年8月31日受理

shards in LMC and tephras already examined, the glass shards in LMC are identified with the AJ147 Volcanic Ash Layer within the Am3 Member of the Ama Formation under the Nohbi Plain (Fig. 6). AJ147 is correlated with BB.395(U), a tephra layer within the bottom sediments of Lake Biwa (Furusawa, 1990 ; Mizuno et al., 1991). Based on the age of AJ147 or BB.395(U), the Noma Formation is dated from 0.3~0.25Ma to 0.2~0.15Ma.

はじめに

知多半島南部の西岸には，海成粘土層をはさみ，貝化石を産することで知られる野間層が分布する．この野間層は小瀬(1929)によって記載され，当初は常滑層群の一累層とされた．その後，貝化石のほとんどが現生種であること(Hayasaka & Iwai, 1960)や，常滑層群との不整合面が確認される(近藤，1962)におよんで，常滑層群から分離され，濃尾平野の熱田層などに対比されるいわゆる海成中位段丘層とされた(近藤，1962；名古屋グループ，1969；牧野内，1980)．糸魚川・木村(1985)は，84種の軟体動物化石を報告し，他地域の群集との比較，古環境の復元を試みている．

しかし，従来から1枚とされていた海成粘土層は，実は2枚はさまれることが明らかになり(牧野内，1985；佐野，1987)，層位について再検討が必要になった．そこで，筆者の一人である吉野(1986)は，2枚の海成粘土層の花粉組成を検討して，濃尾平野地下の海部累層に対比した．いっぽう，^{14}C 年代測定では24,000～28,000y.B.P.という値が報告された(木村・細山，1986)．

以上のように，野間層の層位・年代については，段丘面の高度，^{14}C 年代測定，あるいは花粉組成に基づく検討と，いずれも異なる結果が得られ，未だ結論を見るに至っていない．

筆者らは，この問題に別の方法でアプローチした．その方法・手順は，

① 海成粘土層(泥質堆積物)から火山ガラスを抽出して，その屈折率測定・形状分類を行い，
② 既成の火山灰層カタログと対照して，類似した屈折率・形状組成をもつ火山灰層を検索・検討することによって，
③ 海成粘土層(泥質堆積物)に火山ガラスを供給した火山灰層を特定する．

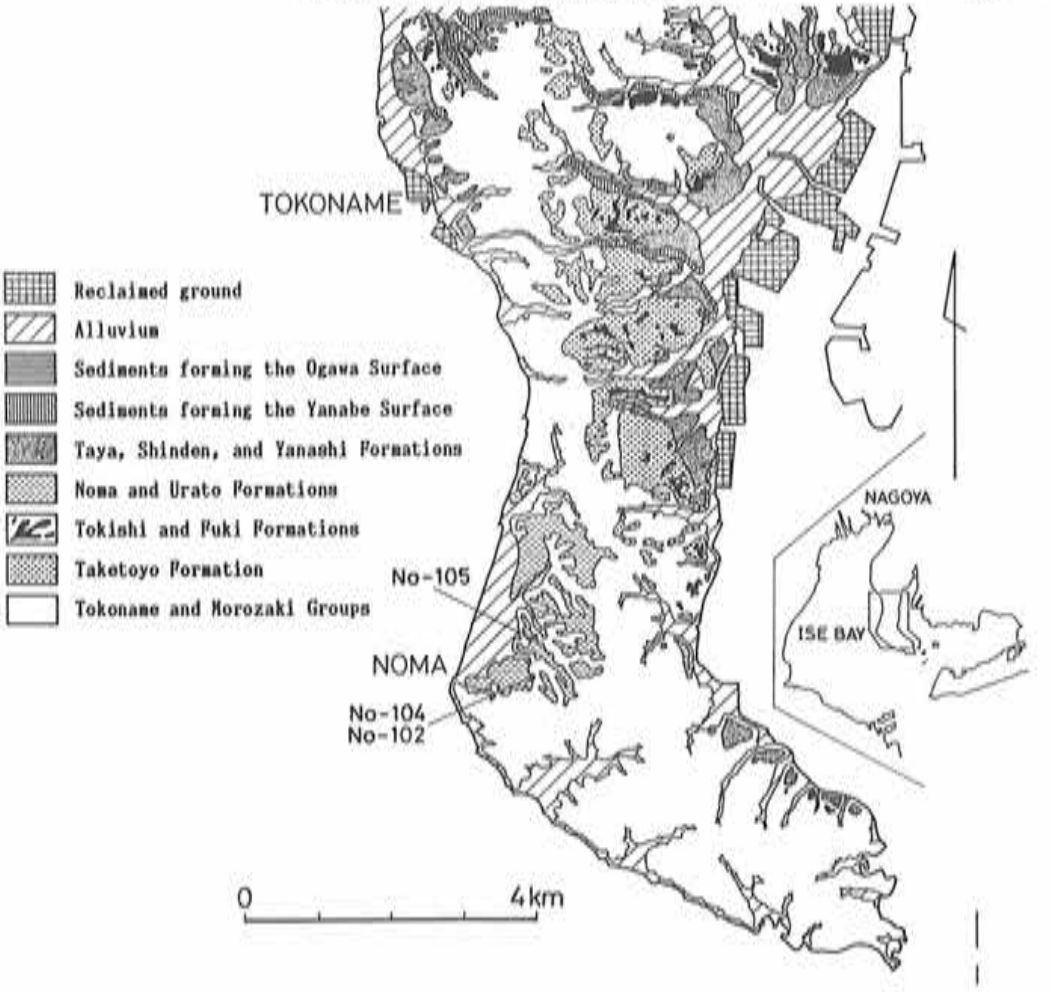
つまり，特定された火山灰層の層位・年代が，海成粘土層のそれということになる．この方法によって，野間層の層位・年代が明らかになったので，ここに報告する．

なお，泥質堆積物から火山ガラスを抽出し，その性状から対比を論ずることは，吉川(1981)が最初に行い，竹村・檀原(1987)は遺跡(旧石器時代)の土壌から広域テフラを検出している．また，吉川・井内(1991)は琵琶湖底ボーリングの泥質コアから，45枚の火山灰層に加えて，31の降灰層準を認定している．

この研究を進めるにあたって，名城大学元教授桑原 徹先生，地質調査所杉山雄一技官には，有益な助言と討論を頂いた．また，研究費の一部には，名城大学学術研究助成費(平成元年度)を使用した．名古屋大学糸魚川淳二教授には，常日頃，研究をはじめとする多方面にわたってご指導を頂いています．記して感謝の意を表します．

地質概説

野間層は，半島西岸の上野間から野間にかけて，基盤となる中新・鮮新統常滑層群の上位に，標高30～40m の段丘面をもつ台地をつくって分布する(Fig.1)．層厚は約30m．岩質によって，下部砂層，下部海成粘土層(以後 LMC と略称)，中部砂層，上部海成粘土層(UMC)，上部砂層



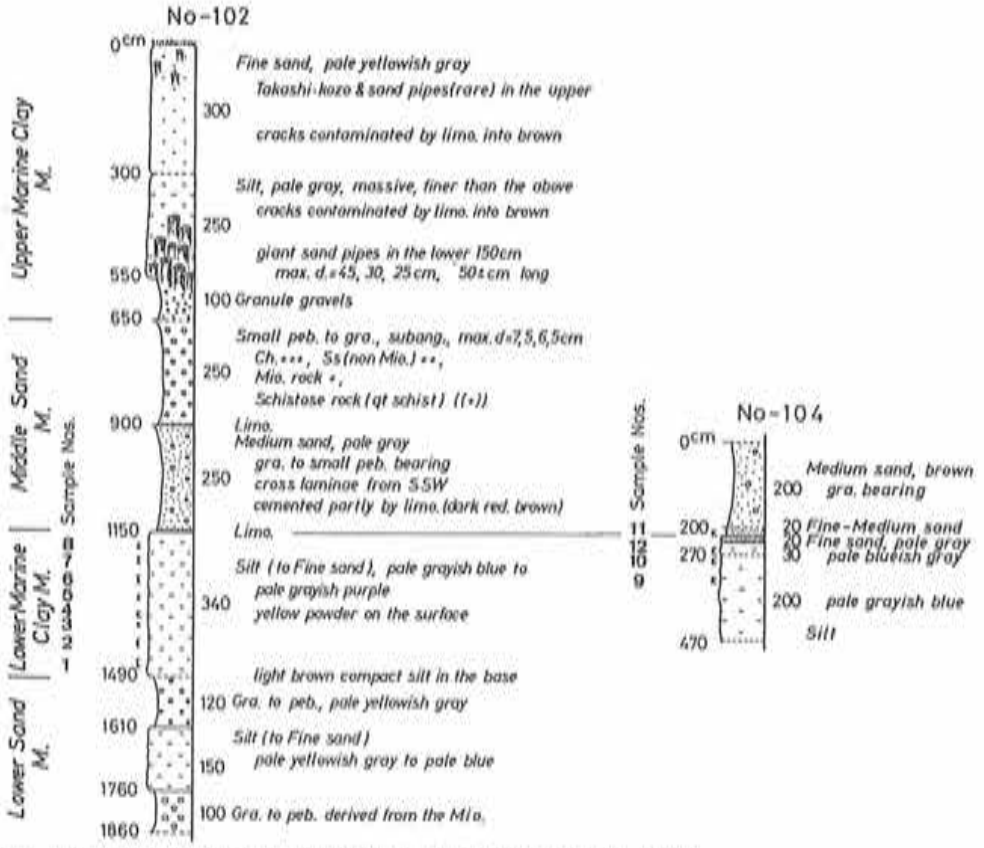
第1図　知多半島南部の地質図と試料採取地点.
Fig. 1.　Geological map of the southern part of the Chita Peninsula and the sampling localities.

の5部層に分けられる(Fig.2), 2枚はさまれる海成粘土層のうち, LMC は UMC より細粒である.

下部砂層・LMC・中部砂層は, 基盤に刻まれた谷地形を埋積する谷埋め堆積物で, 一般に, 谷地形の縁辺部で, 尖滅したり, 斜面とほぼ平行に堆積したりしている. とくに中部砂層は, 上記の特徴に加え, 分布域縁辺部を除いて, 礫などを含むことも下位層を削り込むことも少なく, 海成の証拠も認められないので, LMC 堆積後の海面低下期に, 埋め残された凹地を平坦にならすように堆積したことがうかがえる.

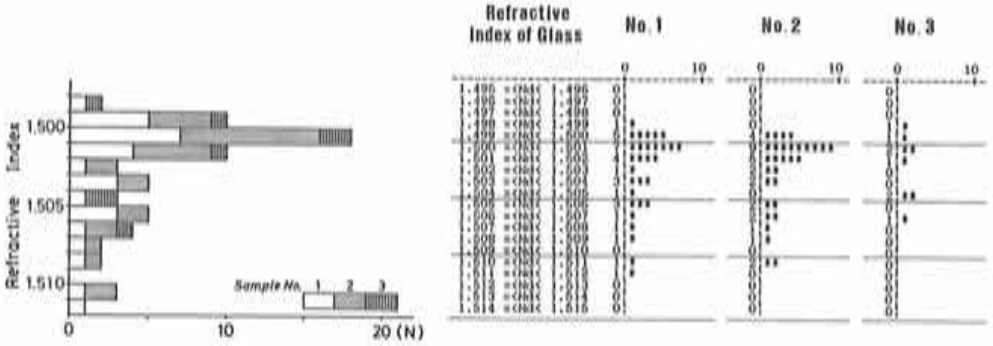
いっぽう, UMC・上部砂層は, 下位の部層との間にダイアステムをはさみ, 下位層をおおって, 全域に広く発達する. UMC の基底面は, 標高約20m の定高性を有し, 下位の部層の堆積構造などを切ることはまれである. このような発達状況および中部砂層の岩相からみて, UMC を堆積させた海進は, 下位の部層堆積後大きな時間間隙をはさむことなく始まり, LMC 堆積期のそれより広範, かつ規模も大きな海進といえる. 段丘面上には厚さ約1m の褐～赤褐色の土壌が発達する.

なお, Hayasaka & Iwai(1960)および糸魚川・木村(1985)の A 地点(奥田貝層)は UMC に,



第2図 野間層の地質柱状図と試料採取層準 (Makinouchi et al., 1990).

Fig. 2. Geological columns of the Noma Formation and the sampling horizons (Makinouchi et al., 1990).



第3図 野間層下部海成粘土層 (LMC) 中の火山ガラス屈折率頻度分布図 (Makinouchi et al., 1990).

Fig. 3. Histograms of refractive index of the volcanic glass shards in the Lower Marine Clay Member (LMC) of the Noma Formation (Makinouchi et al., 1990).
The left is one superposing those of No.1, 2, and 3 samples of the right.

第1表　野間層下部海成粘土層（LMC）の泥質堆積物分析結果（Makinouchi et al., 1990）.
Table 1. Analysis of muddy sediment in the Lower Marine Clay Member (LMC) of the Noma Formation (Makinouchi et al., 1990).

Loc.No.	Sample No.	Weight (dry, g)	Granular Variation(g) Sand(mesh size) >60	~120	~250	Mud <250	Mineral Composition (%) Glass	H.M.	L.M.	Main Mineral & Note	Glass Shape
No-102	No. 8	22.0	0.3	2.5	2.6	16.6	0.0	3.0	97.0	Opq.Zr.>Opx.Cpx.	No glass
	No. 7	20.9	0.1	0.3	1.5	19.0	0.0	2.0	98.0	Zr.Opq.>Opx.Cpx.	No glass
	No. 6	24.0	0.1	0.7	5.3	17.9	0.0	3.0	97.0	Opq.Zr.>Ho.Opx.Cpx.	No glass
	No. 5	25.5	0.1	0.1	3.2	22.1	0.0	2.0	98.0	Opq.Zr.Ho.Cpx.Opx.	No glass
	No. 4	20.8	0.1	0.1	0.6	20.0	0.0	2.0	98.0	Opq.Ho.>Opx.Cpx.Zr.	No glass
	No. 3	20.5	0.5	0.4	0.7	18.9	2.0	2.0	96.0	Opq.Ho.Opx.Zr.Cpx.	Hb.Ca.Cb.
	No. 2	22.6	0.2	0.4	2.4	19.6	9.0	0.0	91.0	Opq.Zr.Ho.Cpx.Opx.	Hb.Ha.Cb.Tb.Ca.
	No. 1	20.5	0.2	0.2	0.6	19.5	15.0	0.0	85.0	Opq.Zr.>Opx.Ho.	Hb.Ha.Tb.Ta.Ca.Cb.
No-104	No.11	17.1	2.7	3.3	4.0	7.1	0.0	2.0	98.0	Opq.Zr.>Opx.	No glass
	No.12	15.9	0.2	0.1	1.9	13.7	0.0	3.0	97.0	Opq.Zr.>Bi.	No glass
	No.10	15.5	0.1	0.3	2.9	12.2	0.0	1.0	99.0	Zr.Opq.>Ho.Cpx.	No glass
	No. 9	14.6	0.1	0.1	0.8	13.6	0.0	2.0	98.0	Opq.Zr.	No glass

Abbreviations : H.M.;Heavy Mineral, L.M.;Light Mineral
Opx;Orthopyroxine, Cpx;Clinopyroxene, Ho;Hornblende, Bi;Biotite, Zr;Zircon, Opq;Opaque M.
Ha, Hb, Ca, Cb, Ta, & Tb, are volcanic glass shape classification by YOSHIKAWA(1976).

B地点（上野間貝層）はLMCにあたると判断される.

火山ガラスの分析結果

1. 下部海成粘土層（LMC）

野間の内扇地区(No-102 & -104, Fig.1)で，厚さ3.4mのLMCを，20－30cmの間隔をおいて，厚さ10－15cmずつ，合計12個の試料を採取した(Fig.2)．分析結果は，Makinouchi et al. (1990)がすでに報告している(Tab.1, Fig.3)．火山ガラス片は下部のみ―つまり特定の層準―から検出され，屈折率は1.499≦Nd<1.502にヒストグラムのピークがある(Fig.3)．

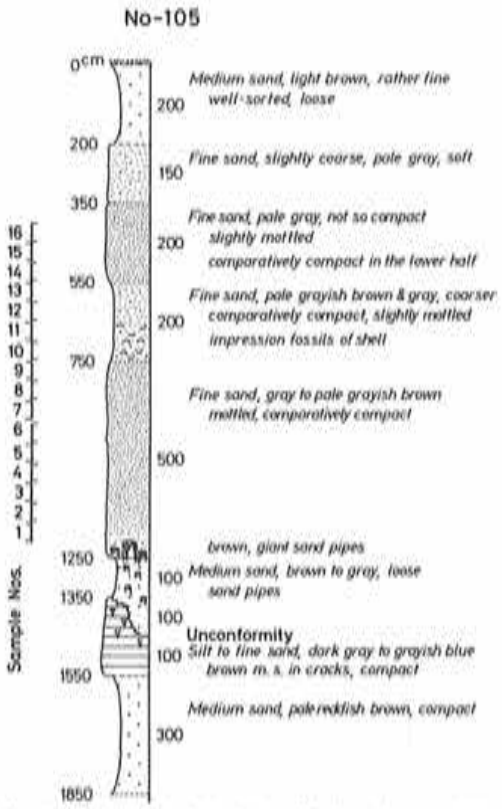
火山ガラスの形状分類（古澤，1990）では，Tl型（チューブ型大径），P型（扁平型），Tm型（チューブ型中径），Ts型（チューブ型小径）が多く，T（チューブ）型の中にP型が含まれるという特徴をもつ(Tab.2)．なお，試料は上記の特定の層準で採取した．

2. 上部海成粘土層（UMC）

No-102の北北東約1.1kmのNo-105（田上地区の北部，Fig.1）で，厚さ約12.5mのUMCを基底から8.5mの層準まで，厚さ50cmずつ連続的に試料を採取した(Fig.4)．さらに上位の層準はやや粗粒になり，ガラスの抽出は困難と判断されたので，試料採取はしなかった．検出された火山ガラス片

第2表　LMC中の火山ガラス形状分類結果.
Table 2. Shape type composition of the volcanic glass shards in LMC.

Shape type of glass	Tl	Tm	Ts	Bl	Bs	P
Number	9	7	5	1	1	8
%	29	23	16	3	3	26



第4図 野間層上部海成粘土層（LMC）の地質柱状図と試料採取層準.

Fig. 4. Columnar section of the Upper Marine Clay Member (UMC) of the Noma Formation and the sampling horizons.

は，各試料とも0－13個と極端に少なく，含有率は0.0＋%のオーダーである(Tab.3)．LMC の場合，特定の層準にしか含まれていなかったが，その含有率は2～15%(Tab.1)で，これと比較しても著しく低い．また，その屈折率は，1.495から1.503の間にばらついている(Fig.5)．後述するように，屈折率のこのようなバラツキからみて，UMC 中・下部堆積期に，LMC 下部に匹敵する降灰はなかったと判断され，ガラスの形状分類は行わなかった．

海成粘土層に火山ガラスを供給した火山灰層の特定

火山灰層を特定する作業の前に，検出された火山ガラス片が，降灰によるものではなく，より古い地層にはさまれる火山灰層などから洗い出されて再堆積した可能性の有無を，最初に検討すべきであろう．

野間層の場合，このような地層として常滑層群や中新統師崎層群がある．Makinouchi et al.(1990)が LMC のガラス片について，この問題を検討し，今後解決すべき点にも言及している．詳細は譲るが，再堆積性ガラスではなく，大部分降灰によるもの ―つまり LMC 下部堆積期に降灰があった― と結論した．いっぽう，UMC については，屈折率のバラツキが大きいばかりでなく(Fig.5)，ガラス含有率も極端に低いことから(Tab.3)，降灰によるとは考え難い．LMC の場合，ガラスが特定の層準から検出されたのに対し，UMC では含有率が極端に低いにもかかわらず，ほぼ全層準から検出される(Fig.5)ことも，再堆積を支持する．試料採取地点付近の常滑層群中には，該当する屈折率をもつ火山灰層もはさまれている(中山・古澤，1989)．したがって，降灰を全く否定できない(たとえば試料 No.6を含む上下の層準)が，UMC のガラスは再堆積の可能性が高く，UMC 中・下部堆積期に，LMC 下部に匹敵する降灰はなかったと判断される．

以上，降灰によって供給された火山ガラスは，LMC 下部のものがそれで，これがどの火山灰層に対応するか，つぎに考察する．

特定のために対照した既成の火山灰層カタログは，大阪層群(中・上部；吉川，1976)・琵琶湖底堆積物(横山，1986；吉川・井内，1991)である．これらの地層群は，それぞれの堆積盆地内ではほぼ連続的に堆積が継続し，野間層の堆積期をカバーしていると予想される．また，おもに西から飛来する火山灰は，大阪湾・琵琶湖に降灰した後，伊勢湾に達し，野間層に火山ガラスを供給した火山灰は，大阪湾・琵琶湖にも堆積していると考えられるからである．

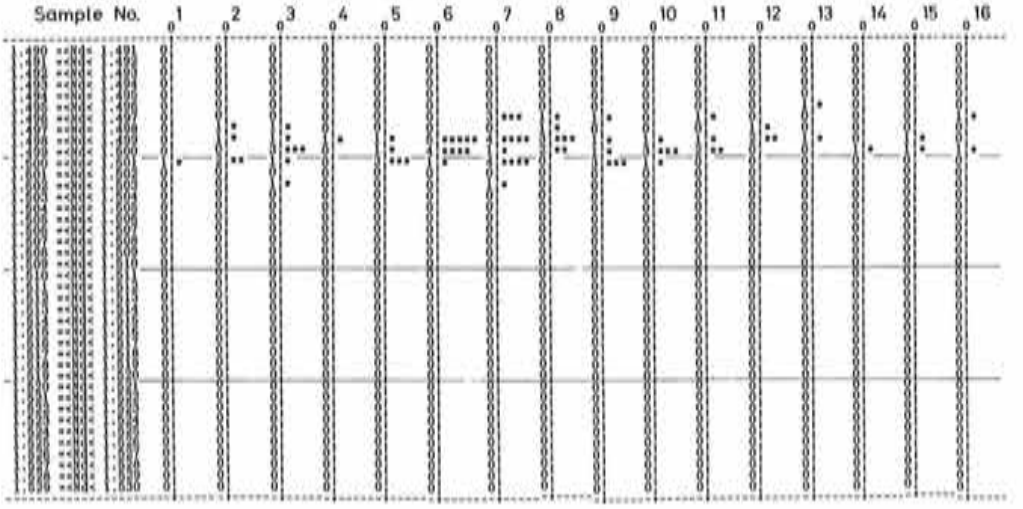
これらのなかで，泥質堆積物をも分析の対象にしている吉川・井内(1991)のものがほぼ完全

第3表　野間層上部海成粘土層（UMC）の泥質堆積物分析結果.

Table 3. Analysis of muddy sediment in the Upper Marine Clay Member (UMC) of the Noma Formation.

Loc.No.	Sample No.	Weight (dry, g)	Granular Variation(g) Sand(mesh size) >60	-120	-250	Mud <250	Mineral Composition (%) Glass	H.M.	L.M.	Main Mineral & Note	Glass Shape
No-105	No.16	25.9	<0.1	0.1	5.7	20.0	0.0+	1.0	99.0	GHo.Opq.Zr.Cpx.BHo.Bi.	Hb.weathered
	No.15	26.3	<0.1	0.1	7.4	18.7	0.0+	1.0	99.0	Opq.GHo.Cpx.Zr.Bi.	Hb
	No.14	27.3	<0.1	0.1	8.7	18.4	0.0+	2.0	98.0	GHo.Opq.Bi.	Cb
	No.13	26.9	<0.1	<0.1	11.1	15.6	0.0+	3.0	97.0	GHo.Opq.Opx.Zr.Bi.	Hb.Cb.
	No.12	25.5	<0.1	<0.1	11.8	13.5	0.0+	3.0	97.0	GHo.Opx.Opq.Zr.Cpx.Bi.	Hb.It.Ha.
	No.11	24.5	<0.1	<0.1	11.3	13.0	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Zr.Opx.Cpx.Bi.	Hb.Cb.It.
	No.10	24.2	<0.1	<0.1	8.5	15.5	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Zr.Opx.Cpx.Ap.Bi.	Cb.Hb.
	No. 9	24.0	<0.1	<0.1	6.6	17.2	0.0+	3.0	97.0	GHo.Opx.Opq.Cpx.Zr.Bi.	Hb.Cb.It.
	No. 8	23.9	<0.1	<0.1	6.7	17.0	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Opx.Cpx.Zr.Bi.	Cb.Ca.It.
	No. 7	23.3	0.1	<0.1	5.0	18.1	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Opx.Cpx.Zr.Ap.Bi.	Cb.Tb.
	No. 6	23.8	0.0	0.1	5.6	18.1	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opx.Opq.Zr.Cpx.Bi.	Hb.It.Cb.
	No. 5	23.7	<0.1	0.2	5.3	18.1	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Opx.Cpx.Zr.Bi.	Hb.It.
	No. 4	23.5	<0.1	0.1	5.4	17.9	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Opx.Zr.Cpx.Bi.	Hb.It.Cb.Ha.
	No. 3	24.1	<0.1	0.1	6.1	17.8	0.0+	4.0	96.0	GHo.Opq.Opx.Cpx.Zr.Bi.	Hb.It.Ca.
	No. 2	24.9	0.3	0.5	6.4	17.7	0.0+	3.0	97.0	GHo.Opq.Opx.Cpx.Zr.Bi.	Hb.It.
	No. 1	26.1	1.7	2.3	6.6	15.5	0.0+	3.0	97.0	GHo.Opq.Zr.Opx.Cpx.Bi.	Hb.

Abbreviations : H.M.;Heavy Mineral, L.M.;Light Mineral
Opx;Orthopyroxine, Cpx;Clinopyroxene, Ap;Apatite, Bi;Biotite, Zr;Zircon, Opq;Opaque Min.
GHo;GreenHornblende, BHo;BrownHornblende
Ha. Hb. Ca. Cb. Ta. & Tb. are volcanic glass shape classification by YOSHIKAWA(1976).



第5図　野間層上部海成粘土層（UMC）中の火山ガラス屈折率頻度分布図.

Fig. 5.　Histograms of refractive index of the volcanic glass shards in UMC.

と思われ，これを中心に行うべきであろう．このうち，BT 10，22，25 は，広域テフラの AT (姶良 Tn 火山灰)，Aso-4(阿蘇4火山灰)，K-Tz(鬼界葛原火山灰)に，それぞれ対比されるという．Aso-4，K-Tz の年代は0.07－0.08Ma と推定されている(町田ほか，1985；町田ほか，1983)．

このカタログの中から，LMC のピークにあたる 1.499≦n<1.502 に屈折率最頻値をもつものを検索すると，層準的に3グループに分けられる．第一グループは，深度15m 以浅にはさまれるもので，AT に対比される BT 10 のほか，BT 1，6，8，11，12，13，15 が含まれる．第二グループは深度30m 前後の K-Tz に対比される BT 25 のみ，そして第三グループは，深度85 m 前後以深の BT 55，58，65，70 である．以上，1.500前後に屈折率最頻値をもつ火山灰の出現層準はかなり限定される．

LMC のガラス片は扁平(H)型(吉川(1976)の分類法による)が多い(Tab.1)が，これをほとんど含まない第一グループの BT 1，6，8，15，第三グループの BT 65 は，候補からまず除外される．

つぎに，LMC のガラス片を含む層準の重鉱物には，角閃石，斜方輝石，単斜輝石などがある(Tab.1)が，これらのいずれかが含まれなかったり，少ないものをみてみると，第一・二グループの BT 10，11，12，13，25 は角閃石が少なく，第三グループの BT 55 には輝石が全く含まれておらず，BT 70 にも単斜輝石が含まれていない．

また，AT (BT 10) を含む第一グループの想定される年代は，数万年前より若く，第二グループの K-Tz (BT 25) のそれは0.07～0.08Ma である．露頭における印象からは，野間層がこのような年代を示すとは考え難く，第一・二グループは候補から除外される．

以上，候補として適当でないものを，総合的に判断して，消去していくと，BT 58 が最後に残る．BT 58 は同じ琵琶湖底堆積物中の BB.395(U)(横山，1986)に対比されるという(吉川・井内，1991)．

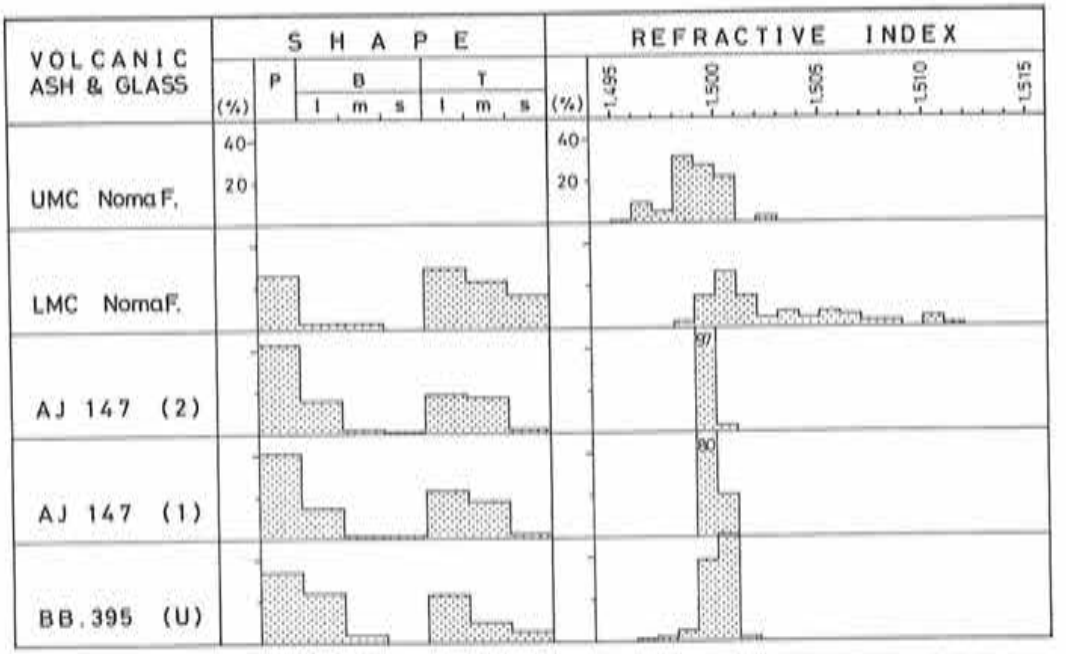
Makinouchi et al.(1990)も，吉川(1976)・横山(1986)などをもとに検討し，BB.395(U)・337**** に対応する可能性の高いことを示している．

これに形状分類の資料も加えると，その確かさがさらに増すように見受けられる．

Fig.6は，UMC·LMC と BB.395(U)について，屈折率と形状組成の頻度分布を示したものである．また，濃尾平野地下の海部累層にはさまれる AJ147火山灰層が BB.395(U)に対比されることを，古澤(1990)が明らかにしているので，この資料も加えてある．

図から明らかなように，LMC，BB.395(U)，AJ147の三者は，その頻度分布のパターンがよく似ている．ただ，LMC では Bl 型(バルーン型大径)のガラスのみが，他の火山灰よりやや少ないが，これは1枚の火山灰層における層準の違いによっても説明できる(たとえば坂東2火山灰層；古澤，1990)．また，屈折率で1.502≦Nd<1.512のものもあるが，BT 58 の上位約3m から下位約6m までの層準には，BT 58 も含めて，5枚の火山灰層・降灰層準がはさまれ(吉川・井内，1991)，それらの屈折率は，一応，この範囲をカバーしている．ただし，1.508前後のガラス片はみられないが，LMC でも同様に分布が途切れ，もっともらしく見える．さらに，BT 58 の上位3～13m の層準からは，ガラスがほとんど検出されていない(吉川・井内，1991)が，野間層においても LMC 中・上部および UMC の堆積期に降灰がなく，両者の対比を支持するように見受

**** Makinouchi et al.(1990)では 396 となっているが，これは校正ミスで，337 と訂正する．なお，BB.337 は，ほぼ完全な資料(吉川・井内，1991)が揃った現在，候補から除外する．



第6図　UMC, LMC, AJ147, および BB.395(U)中の火山ガラス屈折率, および形状組成の頻度分布図. UMC のヒストグラムは全ての試料を重ね合わせ, BB.395(U)(琵琶湖底堆積物中の火山灰層) と AJ147(濃尾平野海部層中の火山灰層) のヒストグラムは, それぞれ, 横山 (1989) および古澤 (1990) による.

Fig. 6.　Histograms of refractive index and shape type composition of the volcanic glass shards of UMC, LMC, AJ147, and BB.395(U).
The histogram of UMC is one superposing those of all samples.
The histograms of BB.395(U) and AJ147 are followed after Yokoyama (1986) and Furusawa (1990).
AJ147 : a volcanic ash layer within the Am3 Member of the Ama Formation under the Nohbi Plain.
BB.395(U) : a tephra layer within the bottom sediments of Lake Biwa.

けられる.

以上, LMC 下部に含まれるガラス片は, BB.395(U)・AJ147と同じ火山ガラスと結論できる. ただし, BT 55・70 については候補としての余地が残されている. BT 55 とした場合, 層準的には BT 58 とほぼ同じで, 結論に大きな変更はないが, BT 70 とした場合には, やや古くなる.

BB.395(U)にあたる火山灰(B.167-1 ; 横山, 1986)のフィッション・トラック年代は 0.28±0.13 Ma と報告されている(堀江, 1988). この火山灰層は, 大磯丘陵の早田層中のベージュタフ, 浜名湖東岸の浜松累層中の Ha-3などと同一火山灰層で, 南九州の鳥浜火砕流が起源と考えられる(水野ほか, 1991). その年代は0.25Ma 頃と推定されている(杉山・水野, 1991).

野間層の層位・年代

前項の検討で, LMC 下部の火山ガラスは濃尾平野地下の AJ147に特定された. そこで, 野間層の層位・年代について検討する.

AJ147は海部累層の下から3番目の細粒層準—Am3—の下部にはさまれる(古澤, 1990)ので, LMC 下部と Am3下部とが対比されることは言を待たない. いっぽう, UMC と Am3とがどのような対応関係にあるのか検討が必要である.

野間層には2枚の海成粘土層がはさまれるので, この地域に2回の海進があったことになる. これらの海進が, 酸素同位体($\delta^{18}O$)曲線(Shackleton & Opdyke, 1976 ; Prell et al., 1986)に示される2回の高海面期にあたるのか, それとも1回の高海面期におけるふたつのフェーズにあたるのか, についてまず検討する.

LMC の上位には中部砂層があり, その上位にダイアステムをはさんで, 標高約20m に平坦な基底面をもつ UMC が載っている. 中部砂層堆積期とその後にくるダイアステム形成期の長さをどのように評価するか検討の余地はあるが, 地質概説の項で述べたように, 長期にわたるとは考え難い. また, 上野間貝層(LMC)の群集は, より泥質で強内湾性の入江が推定され, 奥田の群集 (UMC)は, 海進が進み, 海の広がった相を呈すという(糸魚川・木村, 1985). このような環境解析も考慮すると, LMC の海進の後, 大きな時間間隙をはさむことなく, 規模のより大きな UMC の海進が始まったと判断される. したがって, この2回の海進は, 一連の高海面期のなかで小規模な海退期をはさんだふたつのフェーズと考えられる.

いっぽう, Am3は, その中部に1回の海進を記録しており(Mori, 1986), AJ147がはさまれる下部には明瞭な海成の証拠が認められない(Mori, 1986), つまり, Am3は UMC に対応する規模の大きな後半のフェーズのみを記録していることになる.

以上の検討から, LMC は Am3の下部に, また UMC はその中・上部にあたり, 野間層は Am3に対比できる. したがって, 今回の結論は, 野間層がいわゆる海成中位段丘(近藤, 1962 ; 名古屋グループ, 1969 ; 牧野内, 1980)や, 3万年前後の年代を示す堆積物(木村・細山, 1986)ではなく, 海部累層相当層とする吉野(1986)の見解を基本的に支持することになる. Am3の堆積開始年代は吉澤(1990)が堆積速度から0.31Ma と見積もっている.

つぎに, 野間層・Am3を堆積させた高海面期が, 酸素同位体曲線でどのステージにあたるかみてみる. 濃尾平野では熱田層下部の海成粘土層堆積期が, ステージ5とされ(牧野内・桑原, 1988), この下位に海面低下を示す第二礫層をはさみ, その直下に Am3がある. したがって, ステージ7と考えるのが妥当であろう. ステージ7は, 小規模な海面低下期をはさみ, やや規模の小さい前半のフェーズと, 規模の大きい後半のそれとに分けられる(Shackleton & Opdyke, 1976 ; Prell et al., 1986). 野間層にみられる海進の状況もそれとよく一致しており, この対比がもっともらしい. また, この高海面期の年代は, 0.20−0.25Ma 頃とされており(Shackleton & Opdyke, 1976 ; Prell et al., 1986), 上に述べた火山灰層の年代ともほぼ一致する.

以上, 野間層の年代は, 酸素同位体曲線のステージ7とほぼ同時期で, 海成粘土層上下の部層の堆積期も考慮すれば, 0.3−0.25Ma 頃から, 0.2〜0.15Ma 頃までの約10万年間と考えられる.

ま と め

野間層にはさまれる2枚の海成粘土層から, 火山ガラス片を抽出して, その屈折率測定, 形状分類を行った. このうち, LMC 下部から検出されたガラス片のみが降灰によるものと判断され, 対応する火山灰層を検索・検討した結果, 琵琶湖底堆積物中の BB.395(U)・濃尾平野地下の AJ147火山灰層と特定された. AJ147の層位・年代から, 野間層は海部累層上部の Am3に対比され, その年代は, 0.3〜0.25Ma 頃から0.2−0.15Ma 頃までの約10万年間と考えられる.

引 用 文 献

古澤　明（1990）濃尾平野西南部地下における東海層群および海部累層・弥富累層の火山灰層とその対比．地質学雑誌，96，883-901．

Hayasaka, S. and Iwai, T.（1960）Remarks on a Pleistocene Marine Fauna from Chita Peninsula, Aichi Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66, 358-360.

堀江正治（1988）深層掘削コアの年代について．堀江正治編 琵琶湖底深層1400mに秘められた変遷の歴史，45-48．

糸魚川淳二・木村一朗（1985）知多半島の更新統野間層産軟体動物化石．瑞浪化石博物館研究報告，no. 12，159-169．

木村一朗・細山光也（1986）愛知県知多半島中・南部の更新統の^{14}C年代．愛知教育大学研究報告，35（自然科学），149-156．

近藤喜敦（1962）知多半島野間層について．名古屋地学，no.17，5-19．

町田洋・新井房夫・長岡信治（1983）広域テフラによる南関東と南九州の後期更新世海成段丘の対比．日本第四紀学会講演要旨集，no.13，45-46．

————・————・百瀬　貢（1985）阿蘇4火山灰 —分布の広域性と後期更新世示標層としての意義—．火山第2集，30，49-70．

牧野内　猛（1980）知多半島中・南部の第四系．蛭石学雑誌，no.6，27-40．

————（1985）知多半島常滑層群基底の不整合面の形態—その2，岩屋・内福寺・内扇地域—．日本地質学会第92年学術大会講演要旨，64．

————・桑原　徹（1988）第2章 名古屋地盤の地質構成．土質工学会中部支部編 名古屋地盤総論，15-36．

Makinouchi, T., Danhara, T. and Yamashita, T.（1990）Refractive indexes of volcanic glasses in the Lower Marine Clay Member of the Quaternary Noma Formation, Chita Peninsula, Aichi Pref., Japan. *Rept. Fac. Sci. Techn. Meijo Univ.*, no.30, 197-205.

水野清秀・杉山雄一・古澤　明・牧野内　猛（1991）中部日本における中期更新世後期の広域火山灰．日本第四紀学会講演要旨集，no.21，82-83．

Mori, S.（1986）Diatom Assemblages and Late Quaternary Environmental Changes in the Nobi Plain, Central Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 34, 109-138.

名古屋グループ（1969）伊勢湾周辺の第四系．日本の第四系（地団研専報 15），319-329．

中山勝博・古澤　明（1989）瀬戸層群と常滑層群の火山灰層．地質学雑誌，95，189-208．

小瀬知常（1929）知多半島の地形及地質．地学雑誌，41，338-345．

Prell, W., Imbrie, J., Martinson, D., Morley, J., Pisias, N., Shackleton, N. and Streeter, H.（1986）Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. *Paleoceanography*, 1, 137-162.

佐野幸彦（1987）愛知県知多半島南西部野間層の層序と岩相．昭和61年度地学教室卒業論文発表会要旨集，no.6，愛知教育大学地学教室．

Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D.（1976）Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core 28-239 Late Pliocene to latest Pleistocene. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 145, 449-464.

杉山雄一・水野清秀（1991）中期更新世のアカガシ多産層準．日本第四紀学会講演要旨集，21，84-85．

竹村恵二・檀原 徹（1987）遺跡土壌中の火山灰除灰層準の認定―兵庫県篠山板井遺跡を例として―，第四紀研究，26，69-78．

横山卓雄（1986）琵琶湖深層試錐中の火山ガラス屈折率測定値からみた現琵琶湖堆積物の火山灰層序，地質学雑誌，92，653-661．

吉川周作（1976）大阪層群の火山灰層について，地質学雑誌，82，497-515．

――――（1981）堆積物中の火山ガラスの研究―大阪平野の更新～完新統について―．第四紀研究，20，75-87．

――――・井内美郎（1991）琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序，地球科学，45，81-100．

吉野道彦（1986）伊勢湾周辺地域における第四系の花粉層序学的研究，名古屋大学学位論文，85p．