

本資料は 年 月 日付けで登録区分、
変更する。

2002. 2. 28

[技術情報室]

隆起・沈降に関する研究(Ⅲ)

(動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書)

1994年3月

株式会社 大和地質研究所

A

この資料は、動燃事業団社内における検討を目的とする社内資料です。ついては、複製、

下

B

本資料は、核燃料サイクル開発機構の開発業務を進めるために作成されたものです。したがって、その利用は限られた範囲としており、その取扱には十分な注意を払ってください。この資料の全部または一部を複写・複製・転載あるいは引用する場合、特別の許可を必要としますので、下記にお問い合わせください。

〒319-1184 茨城県那珂郡東海村大字村松4番地49
核燃料サイクル開発機構
技術展開部 技術協力課

Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:
Technical Cooperation Section,
Technology Management Division,
Japan Nuclear Cycle Development Institute
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki, 319-1184
Japan

© 核燃料サイクル開発機構 (Japan Nuclear Cycle Development Institute)



社 内 資 料

PNC 2 J 1 4 5 4 9 4 - 0 0 1

1 9 9 4 年 3 月

隆起・沈降に関する研究 (Ⅲ)

佐々木 穰¹⁾ 布施 圭介¹⁾ 齊藤 晃¹⁾
斎藤 祐二²⁾

要 旨

我が国の地質環境の長期安定性を検討する上で重要と考えられる天然事象の一つである「隆起・沈降」に関する過去2年間の検討結果, その地殻変動を詳細に把握するためには, 基準となる地形面または地形面構成層の形成環境(形成高度)と形成年代の定量化が必要であると判断した。そこで, 本研究では房総半島をモデル地域として, 同地域に分布する木下面・木下層および沼面・沼層を対象に以下の2項目について調査を実施した。

(1)対象とする地形面およびその構成層の分布や特徴の把握

(2)模式的な地点における変動基準面の形成環境と形成年代の定量的な把握

以上の調査・研究成果からモデル地域の第四紀の隆起・沈降運動の特徴を検討すると共に, 採用した年代測定法について適正評価を行った。その結果, 以下の点が明らかとなった。

従来, 変動基準面として採用されてきた地形面(海成段丘の堆積原面など)は, 正確には同一時間面・同一環境を示すとは限らないことから, 詳細な地殻変動量を求める上では問題があるものと考えた。そこで, 形成環境や形成年代を定量化できる層準をもって変動基準面とした。

地層の形成環境を推定するために, 古生物学的方法を用いた。具体的な数値を用いて古環境(古水深)を推定する方法として貝化石や生痕化石が有効であることが判明した。

地層の形成年代を推定するために, ¹⁴C年代測定法・ESR年代測定法・TL年代測定法を行った結果, 数万年より若い年代を対象とする場合には¹⁴C年代測定法が, それよりも古い年代を対象とする場合にはESR年代測定法が有効であることが判明した。なお, ¹⁴C年代測定法では¹⁴Cの初期濃度の不均一性や経年変化という不確定要素が, ESR年代測定法には年間線量率の見積りに伴う不確定要素がある。一方, アラゴナイトを測定対象とするTL年代測定法は, ESR年代測定法のクロスチェック法として有用性が認められるので, 今後の研究開発の必要があると考えられる。

地殻変動量は変動基準面の現在の標高から形成高度と古海面高度を差し引いて求めているため, 形成高度と古海面高度の推定精度によって地殻変動様式の推定精度に大きな差が生じる。このうち, 形成高度の推定幅を決める手段として堆積学的手法による形成高度の推定も加味することが必要である。

本報告書は, 株式会社大和地質研究所が動力炉・核燃料開発事業団の委託により実施した研究成果である。

契約番号……………05D0132

事業団担当部課室: 環境技術開発推進本部地層科学研究グループ

三戸 嘉之

1) 大和地質研究所地質部

2) 大和地質研究所環境部



Official use only
PNC 2 J1454 94-001
March, 1994

A study of uplifts and subsidences (III)

Yutaka Sasaki¹⁾, Keisuke Fuse¹⁾,
Akira Saito¹⁾ and Yuji Saito²⁾

Abstract

At the end of our two year study of 'uplifts and subsidences' which are considered important natural phenomena to clarify long term stability in our country's geological environment, we concluded that the quantification of paleoenvironment (paleo-depth) of a geomorphological surface or its consisting strata which are regarded as datum plane to measure a crustal movement is necessary in order to thoroughly understand the movement. Due to this consideration, we investigated Kioroshi surface-Kioroshi Formation, Numa surface-Numa Formation spotted in the chosen model region called, Boso Peninsula from two aspects:

- 1) distribution of the subject surfaces and strata and their respective uniquenesses
- 2) quantitative study of the environment and the date under which a datum plane at typical points was formed

From results obtained in the above mentioned investigation, we tried to characterize uplifts and subsidences in the model region in the Quaternary Period, and we further evaluated appropriateness of dating methods we had chosen for this study. Following is the summary of our findings:

Since the geomorphological surfaces such as the depositional surfaces in marine terraces which had been conventionally selected as datum planes do not necessarily depict the same time space or environment, we judged them not suitable to use to measure the amount of a crustal movement. Instead, we chose only the strata which were quantifiable in terms of formational environment and date as our datum planes.

Paleobiological methods were used to assume paleoenvironments of the strata. We concluded that fossil shells and trace fossils were effective subjects to assume paleoenvironments (paleo-depths) by numbers.

Through our use of ^{14}C , ESR and TL dating methods for dating the strata, it was found that ^{14}C was most effective to date less than some tens of thousand years, while ESR was more powerful to date older ages. In these two respective methods, however, we have to consider as such variables that primary amount of ^{14}C concentration may have been ununiform and that it possibly had changed in course of time, whereas estimation of annual dose may not be exact. TL dating with aragonite was recognized quite useful for crosschecking results obtained in ESR, and this method is called for future research and development.

We calculated the amount of a crustal movement by deducting the paleo-depth and altitude of the paleo-sea level from the current sea level. Precision of this method is, therefore, dependent on closeness of assumption of these altitudes: when a made assumption was not reliable, we found it difficult to effectively assume the crustal

movement. In this regard, We consider it necessary to additionally make sedimentological assumption to help the obtained paleo-depth be more precise.

This report is based on research results obtained by Daiwa Geological Laboratory Co., under its contract with Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation.

Contract Number.....05D0132

PNC LiaisonYoshiyuki Mito

Geosciences Research Program,

Radioactive Waste Management Project

1)Department of Geology, Daiwa Geological Laboratory

2)Department of Environment, Daiwa Geological Laboratory

目次

まえがき	1
1. 研究概要	2
1. 1 題目	2
1. 2 研究目的	2
1. 3 研究範囲	2
1. 4 研究内容	3
1. 5 研究期間	6
1. 6 研究担当	6
2. 房総半島北部地域および南端地域の地形・地質学的調査	7
2. 1 房総半島北部地域の地形・地質	7
2. 1. 1 地形	11
2. 1. 2 地質	20
2. 1. 3 まとめ	99
2. 2 房総半島南端地域の地形・地質	100
2. 2. 1 地形	103
2. 2. 2 地質	124
2. 2. 3 まとめ	148
3. 年代測定および古環境解析	149
3. 1 年代測定	187
3. 1. 1 ^{14}C 年代測定	187
3. 1. 2 ESR年代測定	190
3. 1. 3 TL年代測定	215
3. 1. 4 年代測定結果の検討	226
3. 2 テフラ分析	233
3. 3 古環境解析	236
3. 3. 1 花粉化石分析	236
3. 3. 2 珪藻化石分析	242
3. 3. 3 有孔虫化石分析	247
3. 3. 4 貝形虫化石分析	253
3. 3. 5 貝化石分析	257
3. 3. 6 FeS_2 分析	270
3. 3. 7 古環境解析のまとめ	276
3. 4 層序時代と絶対年代の比較	286

4. 房総半島北部地域および南端地域の隆起・沈降運動の検討	287
5. 結論と今後の研究計画	291
引用文献	293

巻末資料－1 ^{14}C 年代測定

巻末資料－2 房総第四紀微化石調査報告書

図表目次

表 1－1	分析数量一覧表	5
図 2－1	房総半島北部および南端地域の調査範囲	9
図 2. 1－1	房総半島北部地域に分布する上部更新統の模式柱状図	22
図 2. 1－2	Loc. 1の柱状図	23
図 2. 1－3	Loc. 2の柱状図	25
図 2. 1－4	Loc. 3の柱状図	27
図 2. 1－5	Loc. 4の柱状図	29
図 2. 1－6	Loc. 5の柱状図	31
図 2. 1－7	Loc. 6の柱状図	33
図 2. 1－8	Loc. 7の柱状図	35
図 2. 1－9	Loc. 8の柱状図	37
図 2. 1－10	Loc. 9の柱状図	39
図 2. 1－11	Loc. 10の柱状図	41
図 2. 1－12	Loc. 11の柱状図	43
図 2. 1－13	Loc. 12の柱状図	45
図 2. 1－14	Loc. 13の柱状図	47
図 2. 1－15	Loc. 14の柱状図	49
図 2. 1－16	Loc. 15の柱状図	51
図 2. 1－17	Loc. 16の柱状図	53
図 2. 1－18	Loc. 17の柱状図	55
図 2. 1－19	Loc. 18の柱状図	57
図 2. 1－20	Loc. 19の柱状図	59
図 2. 1－21	Loc. 20の柱状図	61
図 2. 1－22	Loc. 21の柱状図	63
図 2. 1－23	Loc. 22の柱状図	65
図 2. 1－24	Loc. 23の柱状図	66
図 2. 1－25	Loc. 24の柱状図	68
図 2. 1－26	Loc. 25の柱状図	70
図 2. 1－27	Loc. 26の柱状図	71
図 2. 1－28	Loc. 27の柱状図	72
図 2. 1－29	Loc. 28の柱状図	74
図 2. 1－30	Loc. 29の柱状図	76
図 2. 1－31	Loc. 30の柱状図	78

図 2. 1-3 2	Loc. 31 の柱状図	80
図 2. 1-3 3	Loc. 32 の柱状図	82
図 2. 1-3 4	Loc. 33 の柱状図	84
図 2. 1-3 5	Loc. 34 の柱状図	86
図 2. 1-3 6	Loc. 35 の柱状図	88
図 2. 1-3 7	Loc. 36 の柱状図	90
図 2. 1-3 8	Loc. 37 の柱状図	92
図 2. 1-3 9	木下面構成層の対比図 (北部)	94
図 2. 1-4 0	木下面構成層の対比図 (中部)	95
図 2. 1-4 1	木下面構成層の対比図 (南部)	96
図 2. 1-4 2	姉崎面構成層の対比図	97
図 2. 1-4 3	市原 II 面構成層の対比図	98
表 2. 1-1	房総半島北部地域の層序対比表	10
表 2. 1-2	房総半島北部地域に分布する地形面の性状一覧	13
図 2. 2-1	房総半島南端地域に分布する中部更新統～完新統の模式柱状図	125
図 2. 2-2	Loc. 38 の柱状図	126
図 2. 2-3	Loc. 39 の柱状図	128
図 2. 2-4	Loc. 40 の柱状図	130
図 2. 2-5	Loc. 41 の柱状図	132
図 2. 2-6	Loc. 42 の柱状図	133
図 2. 2-7	Loc. 43 の柱状図	135
図 2. 2-8	Loc. 44 の柱状図	137
図 2. 2-9	Loc. 45 の柱状図	139
図 2. 2-1 0	Loc. 46 の柱状図	141
図 2. 2-1 1	Loc. 47 の柱状図	143
図 2. 2-1 2	Loc. 48 の柱状図	145
図 2. 2-1 3	館山市西郷平久里川流域の地層対比図	147
表 2. 2-1	房総半島南端地域の層序対比表	102
表 2. 2-2	房総半島南端地域に分布する地形面の性状一覧	105
図 3-1	木下面構成層の露頭観察および試料採取地点	151
図 3-2	沼層の露頭観察および試料採取地点	152
図 3-3	平久里川沿いルートマップ作成位置図	153
図 3-4	平久里川沿いルートマップ その 1	154
図 3-5	平久里川沿いルートマップ その 2	155
図 3-6	平久里川沿いルートマップ その 3	156

図 3-7	Loc. 2 の露頭スケッチおよび試料採取位置	その 1	-----	157
図 3-8	Loc. 2 の露頭スケッチおよび試料採取位置	その 2	-----	158
図 3-9	Loc. 6 の露頭スケッチおよび試料採取位置		-----	159
図 3-10	Loc. 38 の露頭スケッチおよび試料採取位置		-----	160
図 3-11	Loc. 40 の露頭スケッチおよび試料採取位置		-----	161
図 3-12	Loc. 41 の露頭スケッチおよび試料採取位置		-----	162
図 3-13	Loc. 2 の各種試料採取層準		-----	164
図 3-14	Loc. 6 の各種試料採取層準		-----	170
図 3-15	Loc. 38 の各種試料採取層準		-----	176
図 3-16	Loc. 39 の各種試料採取層準		-----	178
図 3-17	Loc. 40 の各種試料採取層準		-----	180
図 3-18	Loc. 41 の各種試料採取層準		-----	183
図 3-19	Loc. 42 の各種試料採取層準		-----	185
図 3-20	Loc. 43 の各種試料採取層準		-----	186
図 3. 1-1	イオン結晶の放射線損傷により生じる格子欠陥		-----	192
図 3. 1-2	E S R の原理		-----	193
図 3. 1-3	(a) 磁場による電子スピンのエネルギー準位分離 (Zeeman 効果)		-----	194
	(b) 光吸収による電子準位間の遷移と光吸収スペクトルとの比較		----	194
図 3. 1-4	E S R 分光装置と光吸収測定装置の図		-----	195
図 3. 1-5	放射線付加照射方式		-----	196
図 3. 1-6	N-9 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	202
図 3. 1-7	N-10 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	203
図 3. 1-8	N-15 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	204
図 3. 1-9	N-16 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	205
図 3. 1-10	KH-1 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	206
図 3. 1-11	KH-2 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	207
図 3. 1-12	KH-3 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	208
図 3. 1-13	KH-4 の γ 線照射前および照射後の E S R スペクトル		-----	209
図 3. 1-14	沼層試料の付加線量に伴う E S R 信号強度変化および		-----	211
	飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量 (TD 値)			
図 3. 1-15	木下層試料の付加線量に伴う E S R 信号強度変化および		-----	212
	飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量 (TD 値)			
図 3. 1-16	バンドモデルに基づく熱蛍光発光過程		-----	216
図 3. 1-17	熱蛍光測定装置概念図		-----	216

図 3. 1-18	N-10の付加線量に伴う TL グローカーブの変化 およびプラトーテスト	220
図 3. 1-19	N-15の付加線量に伴う TL グローカーブの変化 およびプラトーテスト	221
図 3. 1-20	KH-2の付加線量に伴う TL グローカーブの変化 およびプラトーテスト	222
図 3. 1-21	KH-3の付加線量に伴う TL グローカーブの変化 およびプラトーテスト	223
図 3. 1-22	付加線量に伴う高温域での TL 発光量変化および 飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量	224
図 3. 1-23	KH-2の付加線量に伴う 100~120℃の温度範囲での TL 発光量変化および飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量	225
図 3. 1-24	太平洋表面海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の緯度依存性	231
図 3. 1-25	太平洋海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の深度変化	231
図 3. 1-26	大気(木の年輪)の ^{14}C 濃度の 7,000 年前以降における変動	232
図 3. 1-27	暦年代と経年変化を考慮しない ^{14}C 年代値の関係	232
表 3. 1-1	測定試料の $-\delta^{14}\text{C}$ と ^{14}C 年代値	189
表 3. 1-2	貝化石試料の同定結果	201
表 3. 1-3	貝化石試料周辺の放射性元素濃度および含水比	210
表 3. 1-4	貝化石試料に関する年間線量率, 総被曝線量および ESR 年代値	213
表 3. 1-5	単位重量濃度に対する年間線量 (Gy/ka)	214
表 3. 1-6	各種年代測定法による年代値対応表	230
表 3. 2-1	木下面構成層に挟在するテフラ層の岩石記載的特性	235
図 3. 3-1	主要花粉ダイアグラム	241
図 3. 3-2	硫酸ナトリウム法・ナフサ法のフローチャート	250
図 3. 3-3	代表的貝形虫群集の構造	256
図 3. 3-4	沼層の 3 試料の貝形虫群集の構造	256
図 3. 3-5	日本周辺の海洋気候区分	265
図 3. 3-6	N-9の HDM 特性曲線	266
図 3. 3-7	N-11の HDM 特性曲線	266
図 3. 3-8	N-12の HDM 特性曲線	267
図 3. 3-9	N-13の HDM 特性曲線	267
図 3. 3-10	N-14の HDM 特性曲線	268
図 3. 3-11	N-16の HDM 特性曲線	268
図 3. 3-12	N-18の HDM 特性曲線	269

図 3. 3-13	N-19のHDM特性曲線	269
図 3. 3-14	木下層および常総粘土における FeS_2 -S含有量の垂直変化	274
図 3. 3-15	沼層における FeS_2 -S含有量の垂直変化	275
図 3. 3-16	Loc. 2の古環境推移図	278
図 3. 3-17	Loc. 6の古環境推移図	279
図 3. 3-18	Loc. 38の古環境推移図	280
図 3. 3-19	Loc. 39の古環境推移図	281
図 3. 3-20	Loc. 40の古環境推移図	282
図 3. 3-21	Loc. 41の古環境推移図	283
図 3. 3-22	Loc. 42の古環境推移図	284
図 3. 3-23	Loc. 43の古環境推移図	285
表 3. 3-1	花粉化石産出百分率表	240
表 3. 3-2	木下層および常総粘土の珪藻化石産出表	245
表 3. 3-3	沼層を主とした珪藻化石産出表	246
表 3. 3-4	有孔虫化石産出表(底生種)	251
表 3. 3-5	有孔虫化石産出表(浮遊性種)	252
表 3. 3-6	沼層の貝形虫化石産出表	255
表 3. 3-7	木下層の貝化石産出表	262
表 3. 3-8	沼層の二枚貝化石産出表	263
表 3. 3-9	沼層の角貝・巻貝化石産出表	264
表 3. 3-10	西太平洋地域の緯度的水温変化と海洋気候区分	265
表 3. 3-11	FeS_2 分析結果表	273
図 4-1	各地点の地殻変動量の推移図	290
表 4-1	地質学的手法に基づいて推定した地殻変動量	289

付図-1 地形面区分図(房総半島北部地域)

付図-2 地形面区分図(房総半島南端地域)

写真目次

写真 1	市原市源氏山ゴルフ場東方の木下面と姉崎面 -----	14
写真 2	長柄町長柄ダム北方の姉崎面と市原Ⅱ面 -----	15
写真 3	長柄町長柄ダム北方の木下面と市原Ⅱ面 -----	16
写真 4	市原市キングフィールズゴルフ場南方の市原Ⅰ面と市原Ⅱ面 -----	17
写真 5	市原市源氏山ゴルフ場南西方の市原Ⅱ面と南総Ⅰ面 -----	18
写真 6	市原市源氏山ゴルフ場南方の南総Ⅰ面と南総Ⅱ面 -----	19
写真 7	露頭全景写真 -----	24
写真 8	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群) とヒメスナホリムシの生痕化石 -	26
写真 9	木下層中の貝化石床 -----	26
写真 10	露頭全景写真 -----	28
写真 11	木下層, 常総粘土と新期関東ローム層 -----	30
写真 12	露頭全景写真 -----	32
写真 13	木下層の貝化石床 -----	34
写真 14	露頭全景写真 -----	36
写真 15	露頭全景写真 -----	38
写真 16	木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石 -----	38
写真 17	露頭全景写真 -----	40
写真 18	露頭全景写真 -----	42
写真 19	露頭全景写真 -----	44
写真 20	常総粘土と新期関東ローム層の境界 -----	46
写真 21	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群) -----	46
写真 22	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群)? -----	48
写真 23	常総粘土と新期関東ローム層 -----	50
写真 24	木下層中の貝化石と軽石の産状 -----	50
写真 25	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群) -----	52
写真 26	木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石 -----	52
写真 27	常総粘土と新期関東ローム層 -----	54
写真 28	常総粘土と新期関東ローム層 -----	56
写真 29	常総粘土中の軽石 (Hk-OP?) -----	56
写真 30	露頭全景写真 -----	58
写真 31	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群) -----	58
写真 32	木下層と新期関東ローム層 -----	60
写真 33	木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石 -----	60

写真 3 4	露頭全景写真 -----	62
写真 3 5	木下層，市原Ⅱ段丘堆積層および新期関東ローム層 -----	64
写真 3 6	市原Ⅱ段丘堆積層を覆う新期関東ローム層 -----	64
写真 3 7	木下層および常総粘土 -----	67
写真 3 8	葉理の発達する木下層 -----	69
写真 3 9	常総粘土と新期関東ローム層 -----	73
写真 4 0	常総粘土中の軽石層 -----	73
写真 4 1	露頭全景写真 -----	75
写真 4 2	木下層を不整合に覆う姉崎層 -----	75
写真 4 3	露頭全景写真 -----	77
写真 4 4	露頭全景写真 -----	79
写真 4 5	常総粘土および新期関東ローム層 -----	81
写真 4 6	露頭全景写真 -----	83
写真 4 7	常総粘土中の御岳第一軽石 (On-Pml) と新期関東ローム層中の 小原台軽石 (Hk-0P) -----	83
写真 4 8	露頭全景写真 -----	85
写真 4 9	木下層と新期関東ローム層 -----	85
写真 5 0	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KlP群) と ヒメスナホリムシの生痕化石 -----	87
写真 5 1	木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KlP群) -----	87
写真 5 2	新期関東ローム層中の東京軽石 (Hk-TP) -----	89
写真 5 3	新期関東ローム層最下部の小原台軽石 (Hk-0P) -----	89
写真 5 4	藪層と市原Ⅱ段丘堆積層 -----	91
写真 5 5	市原Ⅱ段丘堆積層と新期関東ローム層 -----	91
写真 5 6	木下層，市原Ⅱ段丘堆積層および新期関東ローム層 -----	93
写真 5 7	木下層中の生痕化石 -----	93
写真 5 8	館山市宮城付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面 -----	106
写真 5 9	館山市香付近の沼Ⅰ面 -----	107
写真 6 0	丸山町岩糸付近の沼Ⅱ面 -----	108
写真 6 1	館山市小沼付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面 -----	109
写真 6 2	千倉町千倉付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面 -----	110
写真 6 3	千倉町千田ー平磯付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面 -----	110
写真 6 4	館山市城山公園西方の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 -----	111
写真 6 5	千倉町千田ー平磯付近の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 -----	111
写真 6 6	千倉町千田ー平磯付近の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 -----	112

写真 6 7	白浜町長尾川沿いの沼Ⅱ面と沼Ⅲ面	113
写真 6 8	丸山町西原付近の沼Ⅰ面と沼Ⅲ面	114
写真 6 9	館山市塩見付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面	115
写真 7 0	館山市洲崎付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面	116
写真 7 1	瀬戸川沿いの沼Ⅰ面と沼Ⅳ面	117
写真 7 2	丸山町海発付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面	118
写真 7 3	白浜町長尾川沿いの沼Ⅲ面と沼Ⅳ面	119
写真 7 4	千倉町千倉付近の沼Ⅲ面と沼Ⅳ面	120
写真 7 5	ノッチ内のヤッコカンザシ群	120
写真 7 6	千倉町千倉付近の海浜と浜堤	121
写真 7 7	千倉町千倉付近の浜堤	121
写真 7 8	千倉町千倉付近の浜堤	122
写真 7 9	千倉町南千倉付近の浜堤	123
写真 8 0	基盤の滝川礫岩を不整合に覆う沼層	127
写真 8 1	沼層と沼Ⅲ面段丘堆積層	129
写真 8 2	沼層中の礫層と砂層	129
写真 8 3	沼層と沼Ⅲ面段丘堆積層	131
写真 8 4	沼層と沼Ⅲ面段丘堆積層	134
写真 8 5	沼層の粗粒部中の貝化石産状	134
写真 8 6	基盤のシルト岩(滝川礫岩)を不整合に覆う沼層	136
写真 8 7	沼層下部のカキ礁	136
写真 8 8	淘汰不良の砂層からなる沼層	138
写真 8 9	下部の礫層と上部のシルト～細粒砂層からなる沼Ⅱ面段丘堆積層	140
写真 9 0	沼層と沼Ⅳ面段丘堆積層	142
写真 9 1	露頭全景写真	144
写真 9 2	シルト岩の礫を伴う沼層	146
写真 9 3	千葉市小間子町付近の Loc. 6 に至る途中の測量風景	163
写真 9 4	KN-1の試料採取層準	165
写真 9 5	KN-2およびKN-5の試料採取層準	165
写真 9 6	KN-3の試料採取層準	166
写真 9 7	KN-4の試料採取層準	166
写真 9 8	KN-6の試料採取層準	167
写真 9 9	KN-11～16の試料採取層準	167
写真 1 0 0	KN-17の試料採取層準	168
写真 1 0 1	KN-18の試料採取層準	168

写真 1 0 2	KN-19およびKN-20の試料採取層準	169
写真 1 0 3	KH-1の試料採取層準	171
写真 1 0 4	KH-2の試料採取層準	171
写真 1 0 5	KH-3の試料採取層準	172
写真 1 0 6	KH-4の試料採取層準	172
写真 1 0 7	KH-5の試料採取層準	173
写真 1 0 8	KH-6の試料採取層準	173
写真 1 0 9	KH-7の試料採取層準	174
写真 1 1 0	KH-8の試料採取層準	174
写真 1 1 1	KH-9の試料採取層準	175
写真 1 1 2	N-1～4の試料採取層準	177
写真 1 1 3	N-5の試料採取層準	179
写真 1 1 4	N-6, 7の試料採取層準	179
写真 1 1 5	N-8の試料採取層準	181
写真 1 1 6	N-9の試料採取層準	181
写真 1 1 7	N-10の試料採取層準	182
写真 1 1 8	N-15の試料採取層準	182
写真 1 1 9	N-16の試料採取層準	184
写真 1 2 0	N-17の試料採取層準	184

まえがき

本報告書は、動力炉・核燃料開発事業団より委託された隆起・沈降に関する研究の成果を過去2年間の調査結果を踏まえてとりまとめたものである。

本研究は、地層処分の安全確保の考え方に対する根拠、ならびに地層処分システム全体としての成立性を示すための根拠に資するため、処分地域の地質環境の長期安定性に深く係わる隆起・沈降に関する検討を昨年度に引き続いて実施したものである。

平成3年度は、文献調査により、日本列島における隆起・沈降の諸特徴を概括的に把握するとともに、情報の豊富な地域を対象にした研究事例について調査した。また、本研究を進めるにあたって最適な野外調査を実施するための情報収集を行い、野外調査実施候補地を選定した。

平成4年度は、研究事例の検討を引き続き行うとともに、選定した野外調査実施候補地域のうち、関東地方南部(房総-三浦半島)を対象に、現地調査を含めた調査研究を実施した。また、同時に第四紀の年代決定手法について整理・検討を行った。その結果、第四紀における隆起・沈降運動の詳細を把握するためには、基準となる地形面または段丘構成層の形成環境(形成高度)と形成年代の定量化が必要であると判断した。

本年度は、過去2年間にわたる調査結果に基づき、房総半島をモデル地域として、同地域に分布する木下面・木下層および沼面・沼層を対象に以下の2項目について調査を実施した。

(1)対象とする地形面およびその構成層の分布や特徴の把握

(2)模式的な地点における変動基準面の形成環境と形成年代の定量的な把握

以上の調査・研究成果に既存文献による事例研究の成果を加味して、調査対象モデル地域の第四紀の隆起・沈降運動の特徴を検討し、また採用した年代測定手法について適性の検討を行った。

1. 研究概要

本研究の概要は以下に示す通りである。

1. 1 題目

隆起・沈降に関する研究(Ⅲ)

1. 2 研究目的

日本列島は、アジア大陸と太平洋の間に位置する弧状列島で、世界でも有数の起伏の大きな地形を形成している。また、現在の日本列島は地殻変動・地震活動・火山活動等が活発で、地球上でも最も活動的な変動帯の一つである。

このような地形・地質の場にある日本列島において、地質環境の長期安定性に影響を及ぼす天然事象のうち隆起・沈降運動に関する研究は地層科学研究の重要な研究課題の一つであり、地殻の上下変動、特に隆起とこれに伴う侵食についての知見が重要な検討項目になる。そこで、本研究を実施するに当たっては様々な研究事例を検討し、その特性把握のための基礎データを蓄積するとともに、隆起・沈降運動が生じている地域を対象とした野外調査を実施し、地質学・地形学・測量学等の様々な分野における最新の研究手法を含めた調査方法を確立し、時間経過と隆起・沈降運動との関係を絶対量で把握する必要がある。

平成3年度は、日本列島における隆起・沈降運動の諸特徴を概括的に把握するとともに、情報の豊富な地域を対象にした研究事例について調査した。また、本研究を進めるにあたって、最適な野外調査を実施するための情報収集を行い、野外調査実施候補地を選定した。

平成4年度は、研究事例の検討を引き続き行うとともに、選定した野外調査実施候補地域のうち、関東地方南部(房総-三浦半島)を対象に、現地調査を含めた調査研究を実施した。

過去2年にわたる調査結果から、第四紀における地殻の隆起・沈降運動の詳細を把握するためには、基準となる地形面または段丘構成層の形成環境(形成高度)と形成年代の定量化が必要であると判断し、本年度は、房総半島をモデル地域として詳細な露頭観察、地層の年代測定および第四紀年代測定手法の適性の検討を行った。

1. 3 研究範囲

本研究の範囲は以下に示す通りである。

- (1)空中写真判読
- (2)地形・地質調査
- (3)水準測量を含む詳細地層観察
- (4)年代および古環境推定のための測定・分析用試料採取
- (5) ^{14}C 法・ESR法・TL法による年代測定

(6)貝化石・微化石・テフラ・FeS₂分析

(7)総合解析

1. 4 研究内容

昨年度の調査結果を踏まえて、基準面・基準層の形成環境・高度や形成年代が推定され、形成当時の海水準高度が具体的に求められている木下面・木下層および沼面・沼層を研究対象とした。

(1)空中写真判読

研究対象地域について、動燃事業団より貸与された空中写真を用いて地形判読を行い、主として木下面および沼面等の面区分、および既存収集資料の整理を行い、研究対象の地形面・構成層の分布とその特徴を把握した。

(2)地形・地質調査

上記地域において現地調査を行い、研究対象の地形面・構成層の確認および層位学的調査を実施し、木下層および沼層を代表する露頭としてそれぞれ2地点および6地点を選定した。

(3)水準測量を含む詳細地層観察

(2)で選定した代表露頭のうち、木下層の2地点および沼層の6地点のうち3地点については、詳細な観察に基づくスケッチ図を作成するとともに、水準測量を行い、各地層の分布標高や試料採取位置の標高を求めた。なお、水準測量を行う際には、仮ベンチマークを設置した。

また、これらの各露頭については、試料採取位置をスケッチ図に明示したが、残りの沼層の3地点については、試料採取位置を詳細な地質柱状図に明示した。

(4)年代および古環境推定のための分析試料採取

年代および古環境推定のための分析試料を(2)で選定された各露頭より以下の内容で採取した。

①¹⁴C年代測定用の試料として常総粘土から炭質物を1試料、沼層から貝化石を2試料と泥炭を1試料(合計4試料)を採取した。

②ESR年代測定用の試料として貝化石を木下層および沼層から各4試料(合計8試料)を採取した。

③ESR年代測定法のクロスチェックを目的とするTL年代測定試料として、木下層および沼層から各2試料(合計4試料)の貝化石を採取した。

④主として古環境の推定に用いる貝化石試料として木下層から5試料、沼層から8試料(合計13試料)を採取した。

⑤主に古環境の推定に用いる微化石については、花粉、珪藻、有孔虫および貝形虫の試料を次のように採取した。花粉分析試料として、木下面を構成する木下層および常総粘土

から15試料，沼面を構成する沼層および段丘堆積層から10試料(合計25試料)を採取した。珪藻分析試料として木下面を構成する木下層および常総粘土から10試料，沼面を構成する沼層および段丘堆積層から(沼Ⅲ面構成層)10試料(合計20試料)を採取した。有孔虫および貝形虫分析試料として木下層から10試料，沼層から10試料(合計20試料)を採取した。

⑥地形の形成年代の推定を目的とするテフラ分析試料として，木下面を構成する木下層～新期関東ローム層から合計9試料を採取した。

⑦古環境の推定に用いるFeS₂分析用の試料として，木下面を構成する木下層および常総粘土から11試料，沼面を構成する沼層および段丘堆積層(沼Ⅲ面構成層)から10試料(合計21試料)を採取した。

年代測定用に供した試料を採取するにあたっては，試料の含水状態が変化しないようにラップで包んだ上に，年代測定値に影響を及ぼす紫外線等に直接さらされないように，アルミ箔で覆った。さらに，試料を低温で保管して，カビなどによる試料の劣化を防いだ。

なお，表1-1に分析数量をまとめて示した。

(5) ¹⁴C法・ESR法・TL法による年代測定

採取した年代測定試料を用いて，¹⁴C法・ESR法・TL法年代測定を行い，地層の形成年代の推定を行った。

(6) 貝化石・微化石・テフラ・FeS₂分析による形成時代・古環境の推定

貝化石・花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫などの微化石，およびFeS₂の分析結果から地層堆積時の古環境・古気候等を推定するとともに，テフラの分析結果から地層の形成時代を推定した。

(7) 総合解析

既存文献や調査結果を基にして第四紀年代測定法の適性の検討ならびに房総半島の隆起・沈降運動の特徴を検討した。検討した内容は以下の通りである。

①採用した絶対年代測定法の比較・検討

②化石やテフラに基づく層序学的な年代と絶対年代の比較・検討

③既存文献での年代値と今回得られた年代値の比較・検討

④変動基準面の同定法の検討

⑤空中写真判読および地形・地質調査に基づく房総半島の隆起・沈降運動の特徴の検討

表 1－1 分析数量一覧表

項 目		実施数量
年代測定	^{14}C	4
	E S R	8
	T L	4
鑑 定	花粉	25
	珪藻	20
	有孔虫	20
	貝形虫	20
	貝化石	13
	テフラ	9
FeS ₂		21

1. 5 研究期間

自 平成5年6月1日 至 平成6年3月11日

1. 6 研究担当

実施責任者

株式会社大和地質研究所

代表取締役社長 大村一夫 (理学博士・技術士；応用理学)

実施担当者

株式会社大和地質研究所

地質部部長 佐々木穰 (技術士；応用理学)

地質部室長 布施圭介

地質部研究員 斉藤 晃

環境部研究員 齋藤裕二

2. 房総半島北部地域および南端地域の地形・地質学的調査

研究対象に選定された木下面・木下層および沼面・沼層は昨年度の調査(大和地質研究所, 1993)に基づけば, それぞれ房総半島の北部地域と南端地域に離れて分布する。そこで, 房総半島の北部地域では木下面・木下層を, 南端地域では沼面・沼層を研究対象とした。その調査範囲を図2-1に示す。本章では, それぞれの地域について既存収集資料の整理, 空中写真判読による面区分および現地での地形・地質学的調査の結果について述べる。

2. 1 房総半島北部地域の地形・地質

本調査地域には千葉県北部一帯を占める下総台地と, その南側に続く市原台地・袖ヶ浦台地が分布し, さらに南方へ木更津台地・上総丘陵へと移行している。これらの台地の東京湾側には東京湾岸低地, 太平洋側には九十九里低地が広がっている。また, 各台地は東京湾に注ぐ養老川や小櫃川などの大小の河川によって開析され, 開析する谷に沿って河成段丘が形成されている。

本調査地域の地形・地質については, 戦前から多数の研究者によって調査・報告されてきたが, 主として1960年代以降の火山灰層序学の進展とともに, より詳細な地形面や地層の区分が行われるようになった。特に, 今回の研究対象である木下面・木下層に関連した文献として杉原(1970, 1978), 杉原・細野(1974), 新井・町田・杉原(1977), 杉原・新井・町田(1978), 菊地(1981), 小玉ほか(1981), 徳橋・遠藤(1984)などが挙げられる。

杉原(1970)は, 下総台地西部の地形面を高位面から順に下総上位面, 下総下位面, 千葉第1段丘, 千葉第2段丘に区分した。また, 今回の研究対象である木下面に相当する下総上位面の構成層を, 下位より主として砂層よりなる成田層, 下末吉ローム層, 下部に東京軽石層(以下Hk-TPと略記)を挟む武蔵野ローム層, 立川ローム層に区分し, 成田層から下末吉ローム層が整合漸移関係にある以外は, 不整合関係にあるとした。なお, 下末吉ローム層には基底部に三色アイス軽石層(以下SIPと略記)が介在し, 御岳第1軽石層(以下0n-Pm1と略記), くりようかん軽石層(町田(1971)で小原台軽石層に対比, 以下Hk-OPと略記)等の軽石が挟在するとされている。また, この下末吉ローム層は, SIPと0n-Pm1間の層準に砂層を伴うものの, 0n-Pm1より上位では粘土質となり, 下末吉ローム層の最上部に位置するチョコレートロームには著しいクラックが発達するとされている。

杉原・細野(1974)および杉原(1978)は, 木更津-千葉付近の下総台地南部の地形面を高位面から順に下総上位面, 下総下位面, 市原面, 南総面に区分し, 市原面と南総面についてさらに2~3段に細分した。それとともに段丘面構成層を比較して市原面を杉原(1970)の千葉第1段丘に, 南総面を杉原(1970)の千葉第2段丘に対応づけた。また, この地域における下総上位面の構成層に対して杉原(1970)のそれと同様な区分を採用した。

より広域で多層準のテフラ層序を扱った新井・町田・杉原(1977)や杉原・新井・町田(1978)の層序関係も上記の研究と相違はない。

小玉ほか(1981)は、関東平野全域に分布し海成成田層と風成武蔵野ローム層の間に位置する陸水相の地層を、主として層相の連続性と挟在する軽石層との関係から常総層として一括した。彼らによれば、常総層はSIPを挟む下部粘土層、On-Pm1を挟む中部砂層、上部粘土層に細分され、一部の地域では、上部粘土層がHk-OPを挟む下末吉ローム層上部に移行するとされている。また、下部粘土層および中部粘土層は下位層を一部整合、一部不整合に覆うとした。菊地(1981)および菊地・楡井・楠田(1988)も同様な見解を示したが、地層名として常総粘土層を採用した。

徳橋・遠藤(1984)は、姉崎図幅において高位面から順に、木下面、姉崎面、市原Ⅰ・Ⅱ面、南総Ⅰ～Ⅲ面、久留里Ⅰ～Ⅴ面(沖積面)に区分した。また、木下面構成層を、下位からSIPが挟在する砂層主体の木下層、最上部にクラック帯を伴う粘土主体の常総粘土、褐色シルト質火山灰からなる新期関東ローム層に細分し、木下層と常総粘土は整合関係で、常総粘土と新期関東ローム層は不整合関係にあるとした。なお、新期関東ローム層は、Hk-OPからHk-TP層準の軽石を含む武蔵野ローム層と立川ローム層を合わせたものを指している。

以上に述べた、各研究者による房総半島北部地域の層序を対比して表2. 1-1にまとめて示す。表2. 1-1をみると、本調査地域の地形面は、研究者によって多少命名が異なるものの同様な区分を行っており、最高位面を木下面としていることには変わりがない。それに対して、木下面構成層の区分や地層の命名に対しては研究者間に相違が見られる。ここでは、前回の報告書(大和地質研究所, 1993)と同様に、概ね徳橋・遠藤(1984)の区分を妥当として採用した。

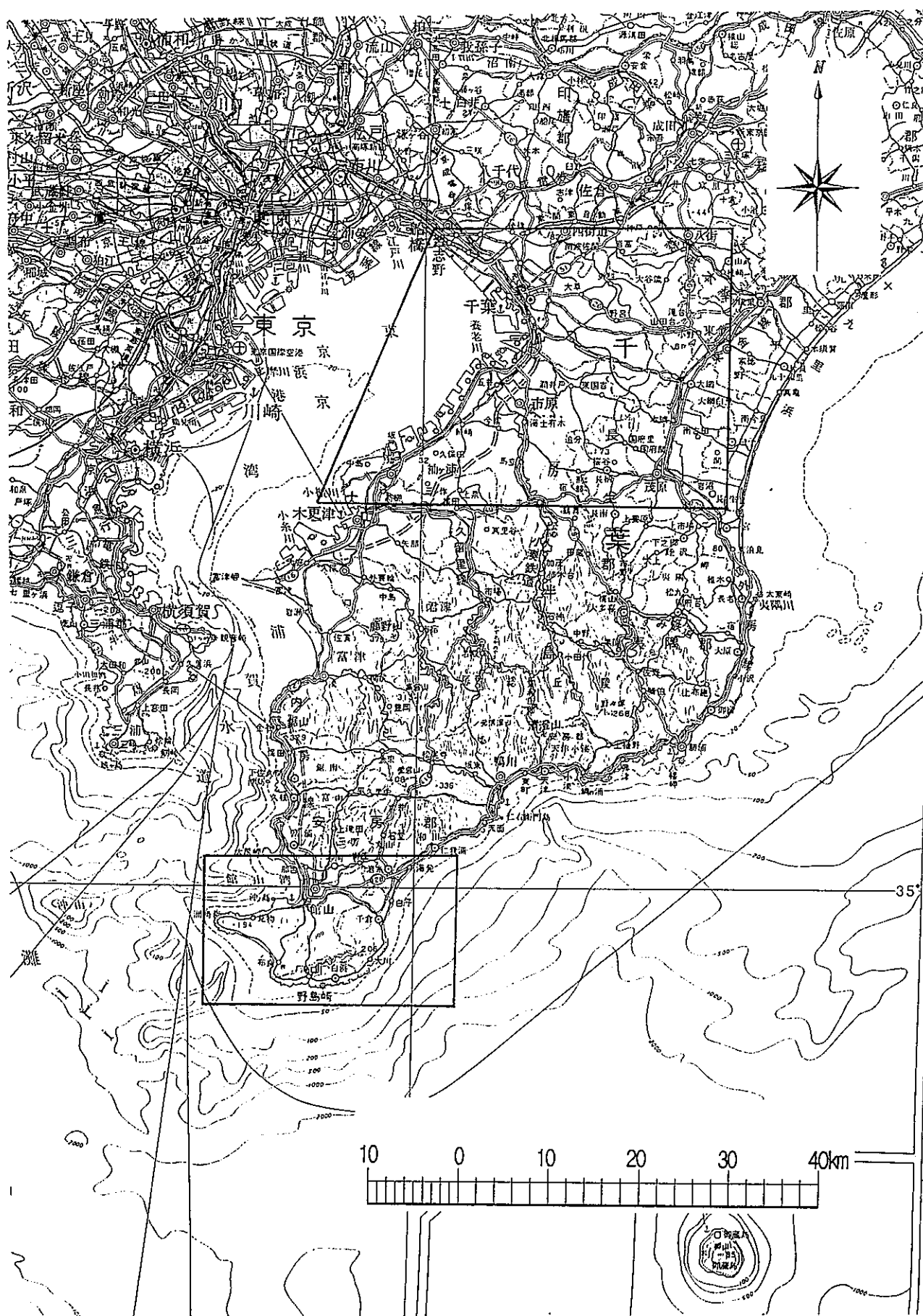


図 2 - 1 房総半島北部および南端地域の調査範囲

表 2. 1 - 1 房総半島北部地域の層序対比表

杉原 (1970)	杉原・細野 (1974)		三梨ほか (1979)		Aoki and Baba (1980)	小玉ほか (1981)		菊地 (1981)	徳橋・遠藤 (1984)	本研究		
立川 ローム層	立川 ローム層	南総砂礫層	立川 ローム層	段丘堆積物		立川 ローム層		武蔵野・立川ローム層	新期関東ローム層	新期関東ローム層	(省略)	新期段丘堆積層
武蔵野 ローム層	武蔵野 ローム層	市原砂礫層	武蔵野 ローム層	段丘堆積物	武蔵野 ローム層	武蔵野 ローム層			南総段丘 堆積層	市原段丘 堆積層	市原段丘 堆積層	
千葉 段丘砂礫								下末吉ローム層				
下末吉ローム層	常総粘土	下末吉 ローム層	下末吉 ローム層	板橋層	上部 粘土層		上部	姉力崎層	常総粘土	姉崎層	姉崎層	下 総 層
	竜ヶ崎砂層	上部 姉力崎層		姉崎層	常総層		中部					
			砂泥互層	木下部層	下部 粘土層		下部					
成田層	木下層		成田層	成田層	成田層		成田層	木下層	木下層	木下層	木下層	群

2. 1. 1 地形

本調査地域に分布する地形面を、2万5千分の1空中写真を用いて、面の連続性、分布高度、分布性状および地形面の開析状態等から区分した。その後、野外調査によって各面の分布を確かめ、高位面から順に木下面、姉崎面、市原Ⅰ面・Ⅱ面・南総Ⅰ面・Ⅱ面・Ⅲ面に区分した(付図-1)。これらの地形面の区分は、徳橋・遠藤(1984)による区分とほぼ同様である。なお、南総Ⅲ面の下位に徳橋・遠藤(1984)の久留里Ⅰ～Ⅴ面に相当する沖積面が存在するが、木下面を主な調査対象とする今回の調査では区分しなかった。

(1)木下面

木下面は下総台地と市原台地東部に広く分布する。分布高度はおおよそ130～20mであり、長柄町市津湖付近で最も高く、北西方向に徐々に高度を減じている。村田川やその支流などの大小の河川によって開析され、開析谷が樹枝状に発達しているが、分布高度の低い北西部よりも分布高度の高い南東部の方がより深く開析されている。

(2)姉崎面

姉崎面は市原台地西部と袖ヶ浦台地に分布する。分布高度はおおよそ110～10mであり、分布域の南東部で高度が高く、木下面同様に北西に向かって徐々に高度を減じている。養老川やその支流などの大小の河川によって開析され、開析谷が樹枝状に発達するが、開析谷の谷幅は木下面に比較して狭い。木下面とは緩斜面を以て接しており、全体的にその境界は不明瞭である(写真1)。

(3)市原Ⅰ面

市原Ⅰ面は市原市新荒および櫃挟に局所的に分布する。分布高度は100～60m程度である。分布域が極めて小規模かつ局所的であるため、全体的な開析程度は不明である。木下面や姉崎面との接合部は認められない。

(4)市原Ⅱ面

市原Ⅱ面は主要河川沿いに分布している。分布高度は110～20m程度であり、上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減じる。主要河川とその支流によって開析され、支流の侵食は、側方侵食より下刻作用の方が顕著である。市原Ⅱ面は木下面や姉崎面と長柄町長柄ダム北方で比高約5mの段丘崖を以て接する(写真2, 3)。市原Ⅰ面とは市原市キングフィールドゴルフ場南方で緩斜面を以て接する(写真4)。

(5)南総Ⅰ面

南総Ⅰ面は主として村田川・養老川および小櫃川沿いに分布する。分布高度は80～30m程度であり、上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減じる。主要河川の支流によって浅く開析されている。市原Ⅱ面とは市原市源氏山ゴルフ場南方で比高約5mの段丘崖を以て接する(写真5)。

(6)南総Ⅱ面

南総Ⅱ面は主として村田川・養老川および小櫃川沿いに分布する。分布高度は60～20m程度であり、上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減じ、最下流部では沖積面へ没する。主要河川の支流によって浅く開析されている。南総Ⅰ面とは市原市源氏山ゴルフ場南方で比高約5mの段丘崖を以て接する(写真6)。

(7)南総Ⅲ面

南総Ⅲ面は市原市根本付近に極めて局所的に分布する。分布高度は40～25m程度である。分布域が極めて小規模であるため、全体的な開析程度については不明である。

以上に述べた各面の分布・性状をまとめると表2. 1-2のようになる。

表 2. 1 - 2 房総半島北部地域に分布する地形面の性状一覧

地 形 面	分 布 状 況	分布高度 (m)	平坦程度	開 析 程 度	高位面との関係
南総Ⅲ面	市原市根本付近に小規模に分布する。	40～25	平坦	分布域が極めて局所的であるため、全体的な開析程度については不明である。	南総Ⅱ面と緩斜面を以て接する。
南総Ⅱ面	主として村田川、養老川および小櫃川沿いに分布する。分布高度は上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減じ、最下流部では沖積面下へ没する。	60～20	平坦	主要河川の支流によって浅く刻まれる。	南総Ⅰ面と一部で比高約5mの段丘崖を以て接する。
南総Ⅰ面	主として村田川、養老川および小櫃川沿いに分布する。分布高度は上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減ずる。	80～30	平坦	主要河川の支流によって浅く刻まれる。	市原Ⅱ面と一部で比高約5mの段丘崖を以て接する。
市原Ⅱ面	主要河川沿いに分布する。分布高度は上流域で高く、下流に向かって徐々に高度を減ずる。	110～20	平坦	主要河川とその支流によって刻まれる。支流の侵食は、側方侵食より下刻作用の方が顕著である。	木下面および姉崎面とは一部で比高約5mの段丘崖を以て接する。市原Ⅰ面とは緩斜面を以て接する。
市原Ⅰ面	市原市新荒および櫃狭に局所的に分布する。	100～60	平坦	分布域が極めて小規模かつ局所的であるため、全体的な開析程度については不明である。	木下面および姉崎面との接合部は認められない。
姉 崎 面	市原台地および袖ヶ浦台地を構成して分布する。分布域の南東部で高度が高く、北西方（東京湾側）に向かって徐々に高度を減ずる。	110～10	平坦*	開析程度は木下面とほぼ同様であるが、開析谷の谷幅は木下面のそれに比較して全体的に狭い。	木下面と緩斜面を以て接しており、全体的にはその境界では不明瞭である。
木 下 面	下総台地から市原台地東部にかけて分布する。分布高度は市津湖付近で最も高く、北西方（東京湾側）に向かって徐々に高度を減ずる。	130～20	平坦*	主要河川とその支流によって深く刻まれる。開析谷の水系パターンは樹枝状を呈する。	地形面区分中の最高位面。

*：全体的には平坦であるが、一部に緩やかな起伏も認められる。

木下面



姉崎面

写真1 市原市源氏山ゴルフ場東方の木下面と姉崎面(Pgs.4地点)
木下面と姉崎面は、地形図上で比高約10mの緩斜面で接する。

姉崎面



市原Ⅱ面

写真2 長柄町長柄ダム北方の姉崎面と市原Ⅱ面(Pgs.1地点)
姉崎面と市原Ⅱ面は明瞭な段丘崖を以て接し、地形図上の比高は約15mである。なお、付近に木下面が分布し、木下面と姉崎面は直接接しないが、地形図上での比高は約5mである。

市原Ⅱ面



木下面

写真3 長柄町長柄ダム北方の木下面と市原Ⅱ面(Pgs.1地点)
木下面と市原Ⅱ面は明瞭な段丘崖を以て接し、地形図上の比高は約20mである。なお、付近に姉崎面が分布し、木下面と姉崎面は直接接しないが、地形図上で両者の比高は約5mである。



写真4 市原市キングフィールズゴルフ場南方の市原Ⅰ面と市原Ⅱ面(Pgs.5地点)
市原Ⅰ面と市原Ⅱ面の直接的な関係は確認できないが、地形図上の比高は約10mである。

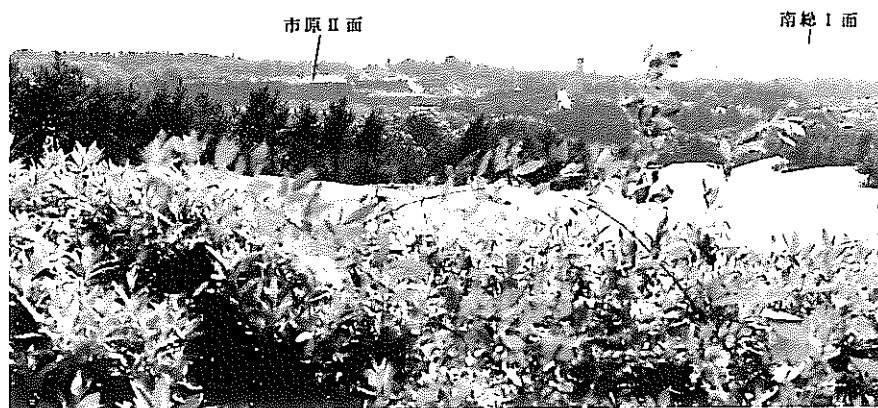


写真5 市原市源氏山ゴルフ場南西方の市原Ⅱ面と南総Ⅰ面(Pgs.2地点)
市原Ⅱ面と南総Ⅰ面は離れて分布しているため、両者の関係を直接確認できないが、地形図上の比高は約20mである。



写真6 市原市源氏山ゴルフ場南方の南総Ⅰ面と南総Ⅱ面(Pgs.3)
南総Ⅰ面と南総Ⅱ面の間は川によって境されているため、両者の直接的な関係はここでは確認できないが、地形図上の比高は約10mである。

2. 1. 2 地質

今回の研究対象である木下層に関連する本地域の上部更新統の模式柱状図を図2. 1 - 1に示す。この地層区分は、概ね徳橋・遠藤(1984)に従ったものであるが、市原段丘堆積層の上位層準は省略してある。

前項で述べた地形面についてその構成層を確認し、地質柱状図を各地点で作成した。本研究の主対象である木下面の構成層は付図- 1に示すLoc. 1~19, 22~27, 34, の計26箇所において確認した。また、姉崎面の構成層をLoc. 28, 29, 31~33, 35の計6箇所、市原Ⅱ面の構成層をLoc. 20, 21, 30, 36, 37の計5箇所で確認した。以上の地点における調査結果を図2. 1 - 2~38, 写真7~57に示すとともに、各構成層の対比図を図2. 1 - 39~43に示した。

(1) 木下面構成層

木下面構成層はLoc. 1, 11, 19, 26の4箇所を除いて下位から木下層、常総粘土および新期関東ローム層からなる。上記の4箇所では、常総粘土を欠いて新期関東ローム層が木下層を直接覆う。

a. 木下層

木下層は主として葉理の発達した細~中粒砂からなり、シルトや火山灰層を挟む。Loc. 2, 5, 6, 14の4箇所では砂層中に貝化石が密集して産する。Loc. 6以外の貝化石は殻の凸面を上にして葉理に平行に配列した異地性の産状を呈する。それに対してLoc. 6の貝化石は、貝化石床の上部で凸面を上にして葉理に平行に配列するものの、その主たる部分では合弁・離弁の貝化石が無定向配列し、一時に運搬され堆積したような産状を呈する。また、その中には少ないながらも現地性の産状を示す貝化石も含まれる。木下層の比較的上位層準の細~中粒砂には、いずれの地点においても、潮間帯に生息するヒメスナホリムシ(*Excir o-lana chiltoni japonica*)によると推定される生痕化石が認められる。木下層に挟在する火山灰は数層準認められる。このうち、SIPは比較的多くの地点(Loc. 2, 12, 13, 15, 18, 34)で観察され、ヒメスナホリムシ生痕化石を含む砂層より上位層準に挟在しており、主として黄灰~白色軽石層と灰白~橙色細粒火山灰層の互層からなる。また、このSIPはLoc. 6, 16において後述する常総粘土にも挟在する。

b. 常総粘土

常総粘土は木下層の上に整合関係で重なり、主として灰緑色火山灰質粘土からなり、最上部はクラックの発達した暗褐色粘土(古土壌的堆積物)に移行している場合が多い。上述したように、本層中にSIPが2地点で挟在するが、それ以外にも粘土化した軽石層が認められる。そのうち、比較的連続的に追跡できるものは最上部の暗褐色粘土中に点在するHk-OPであり、径1~2mmの橙色軽石からなる。また、Hk-OPは、Loc. 7, 11では上述の古土壌的堆積物を欠いて常総粘土の直上に直接分布する後述の新期関東ローム層中に挟在する所も

観察された。

c. 新期関東ローム層

新期関東ローム層は下位層を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなる。本層には前述したように一部の地域でHk-0Pを下部に含むほか、地域全般にわたり径1~2mmの橙色軽石(Hk-TP)が挟在する。

(2) 姉崎面構成層

姉崎面構成層は、観察地点数が6箇所と少ないが、Loc. 29を除いて下位から姉崎層、常総粘土、新期関東ローム層よりなる。Loc. 29では常総粘土を欠いて姉崎層が新期関東ローム層に直接覆われる。

a. 姉崎層

姉崎層は礫混じり砂とシルトからなり、Loc. 28において木下層を不整合に覆っている。

b. 常総粘土

常総粘土は姉崎層を整合に覆い、木下面構成層のそれと同様な岩相を呈する。ただし、木下面における常総粘土とは最上部にHk-0Pが認められなかった点で異なっている。なお、Loc. 32においては明紫灰色粘土質火山灰(On-Pm1)が挟在する。

c. 新期関東ローム層

新期関東ローム層は褐色シルト質火山灰からなり、下位層を不整合に覆う。多くの場合、最下部に径1~2mmの橙色軽石(Hk-0P)を、下部に径1~2mmの橙色軽石(Hk-TP)を挟む。

(3) 市原Ⅱ面構成層

市原Ⅱ面構成層は5箇所の地点で確認された。下位から、下位層を不整合に覆う市原Ⅱ段丘堆積層、新期関東ローム層からなる。市原Ⅱ段丘堆積層は砂礫層からなり、藪層、木下層、姉崎層を不整合に覆う。新期関東ローム層は褐色シルト質火山灰からなり、Loc. 36を除いて径1~2mmの橙色軽石(Hk-TP)が挟在する。Loc. 37ではさらにその下位に径1mm前後の橙色軽石(Hk-MP)を伴う。

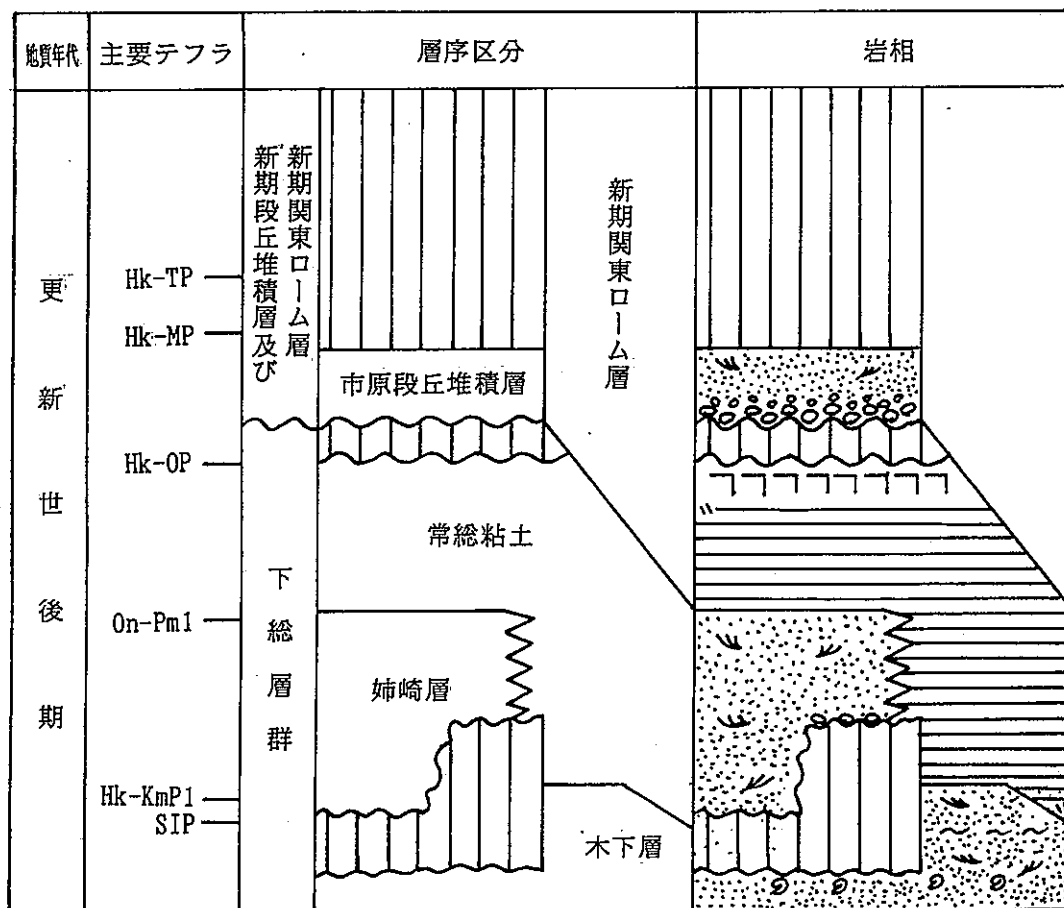


図 2. 1 - 1 房総半島北部地域に分布する上部更新統の模式柱状図

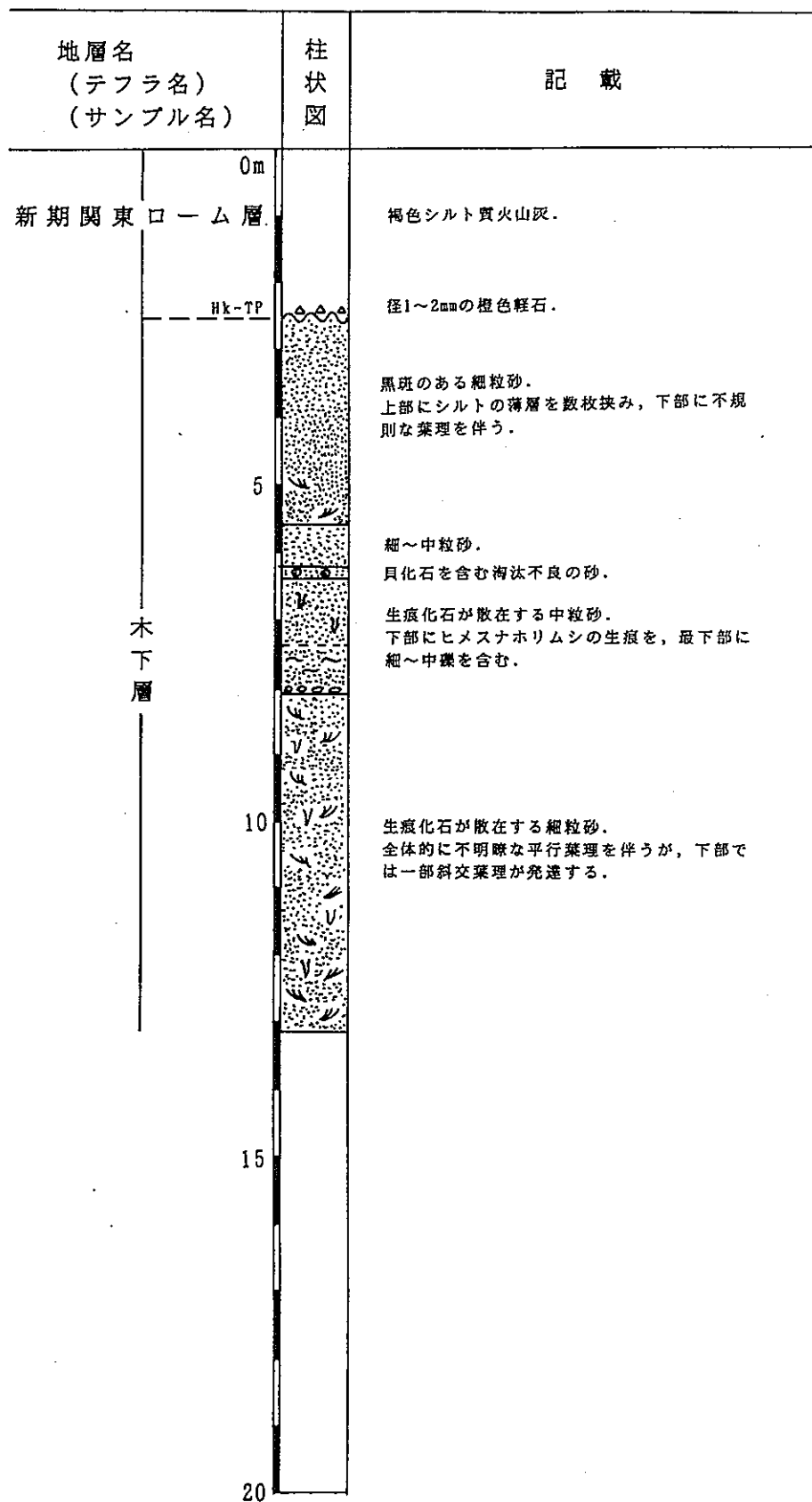


図 2. 1 - 2 Loc.1の柱状図



写真7 露頭全景写真

木下層とそれを不整合に覆う新期関東ローム層からなる。
木下層は主として葉理や生痕化石を伴う細～中粒砂層からなり、
常総粘土を欠いて、褐色シルト質火山灰からなる新期関東ロー
ム層が覆う。ローム層の下部には径1～2mmの橙色軽石(Hk-TP)が
挟在する。

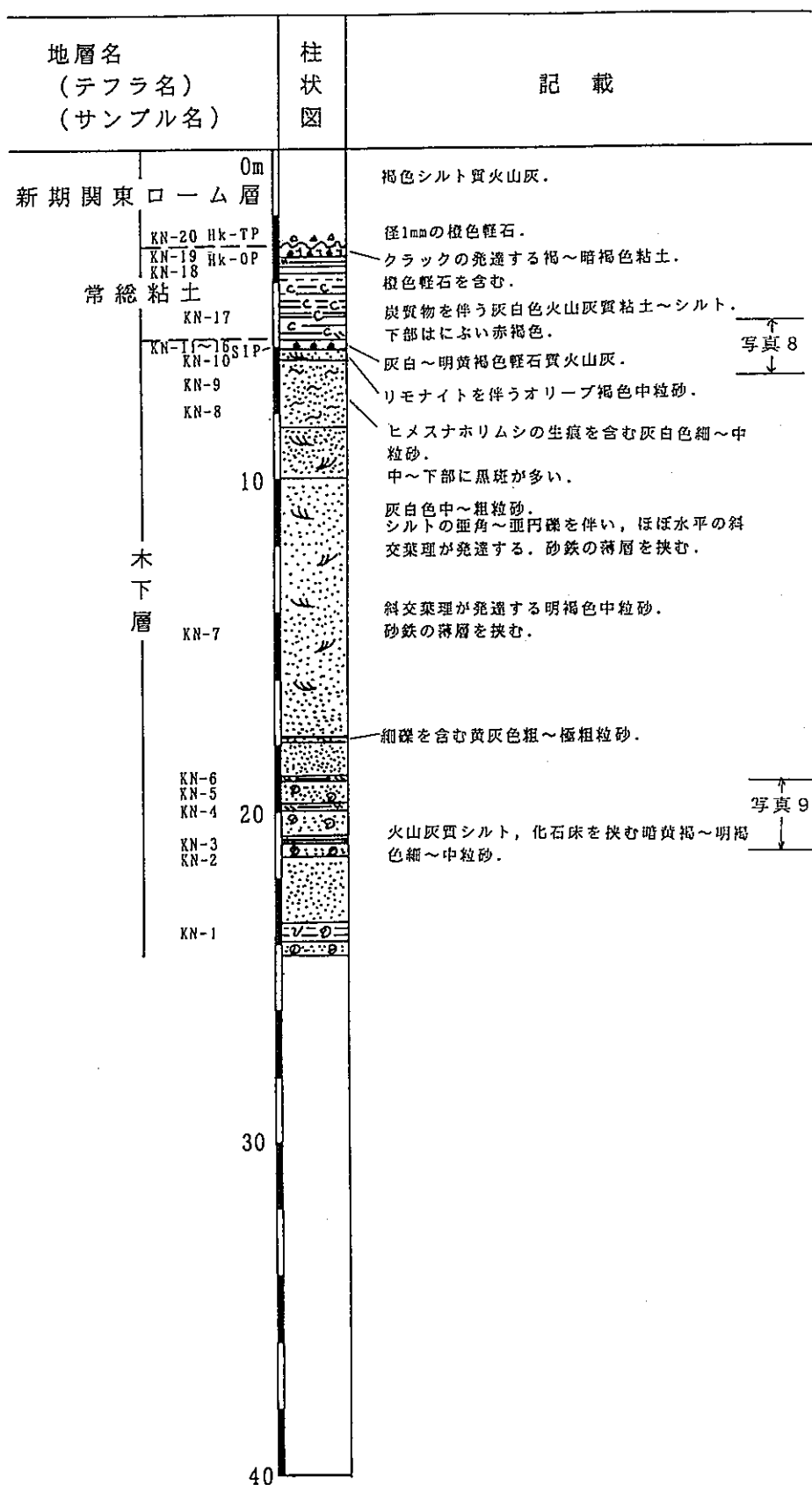


図 2. 1 - 3 Loc.2の柱状図

SIP

ヒメスナホリムシ



写真8 木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-K1P群) とヒメスナホリムシの生痕化石
三色アイス軽石 (SIP) は灰白～明黄褐色の軽石質火山灰からなる。写真下部の砂層中には幅2mm前後、長さ5～20mm位の白斑が多数認められるが、潮間帯に生息するヒメスナホリムシ (*Excirolana chiltoni japonica*) による生痕化石である。

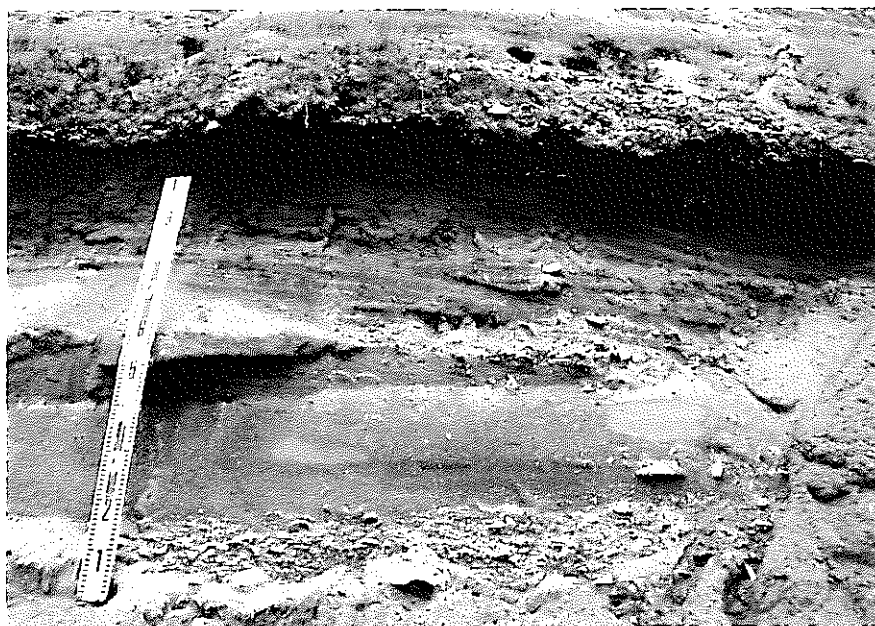


写真9 木下層中の貝化石床
貝化石床は木下層中の斜交葉理の発達した中粒砂中にレンズ状に挟在する。貝化石の多くが凸部を上にした産状を示すことから運搬されて堆積したと推定される。

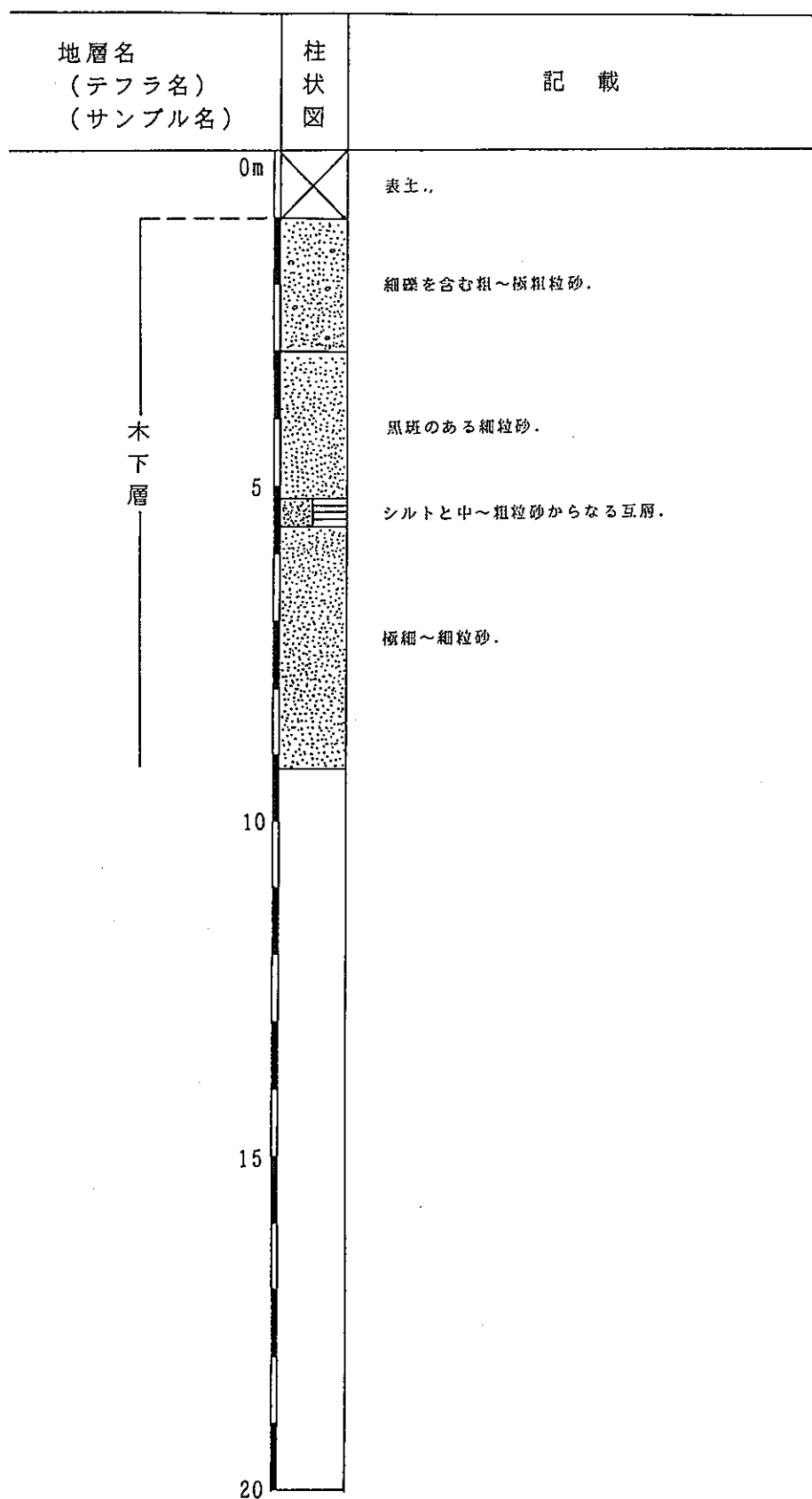


図 2 . 1 - 4 Loc. 3 の柱状図



写真10 露頭全景写真
上部は粗粒砂，下部は主として細粒砂からなる木下層。

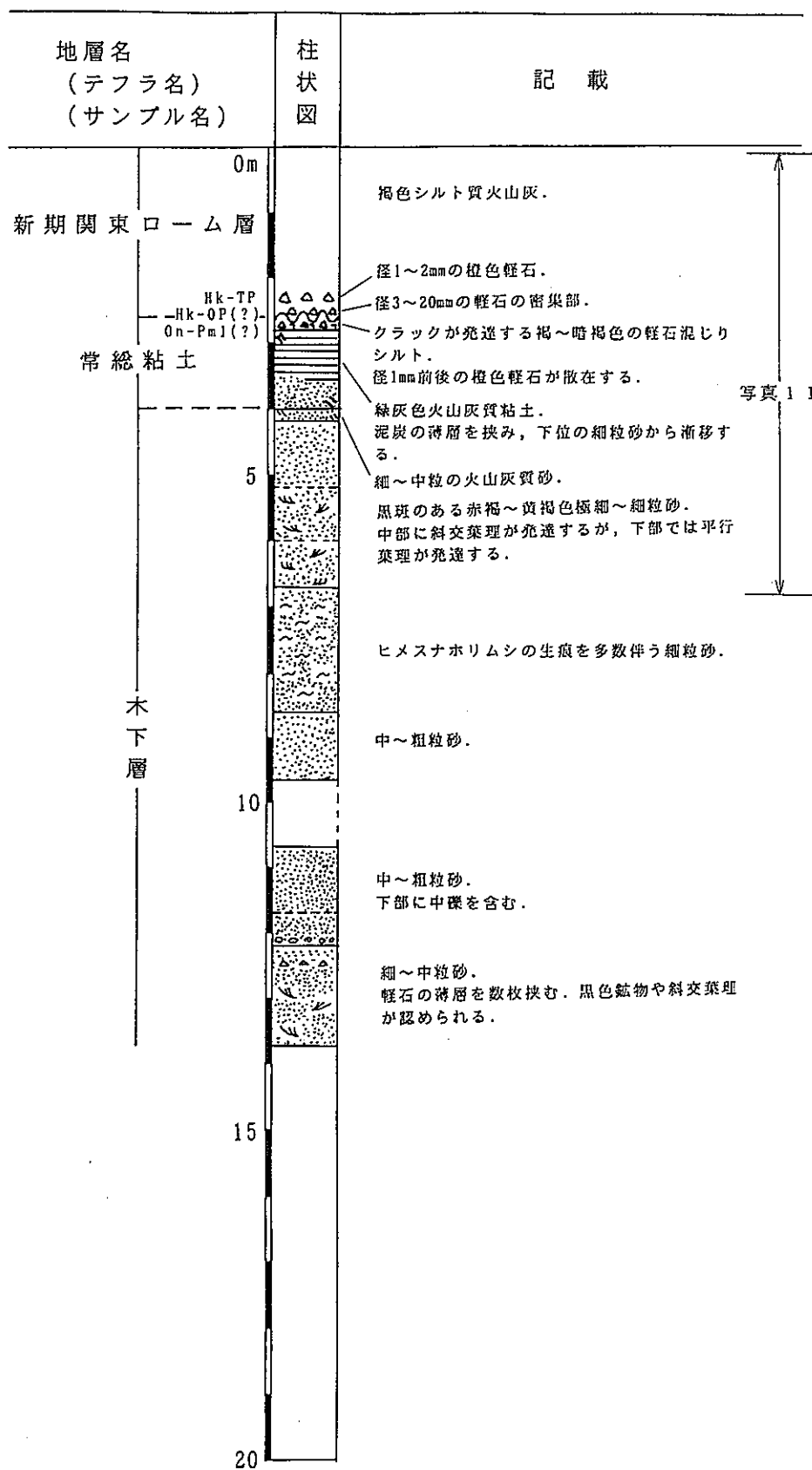


図 2. 1 - 5 Loc. 4の柱状図

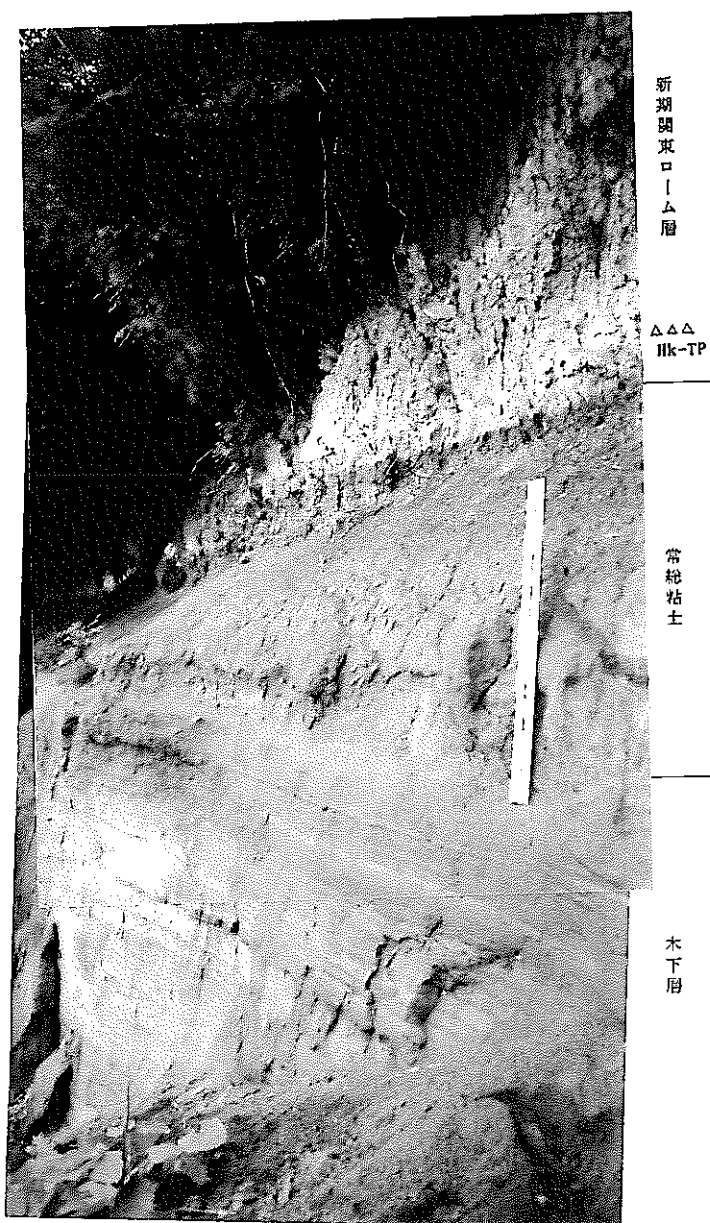


写真 1 1 木下層，常総粘土と新期関東ローム層
木下層上部は潮間帯を示唆するヒメスナホリムシの生痕化石に富む細粒砂層とその上位の葉理の発達する極細～中粒砂層からなる。常総粘土は木下層を整合に覆い，主として緑灰色火山灰質粘土層からなるが，最上部にはクラックが多数発達する褐～暗褐色の軽石混じり粘土（古土壌）がある。古土壌中に径1mm前後の橙色軽石（On-Pm1?）が散在する。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に径3～20mmの軽石（Hk-OP?）と径1～2mmの橙色軽石（Hk-TP）を挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

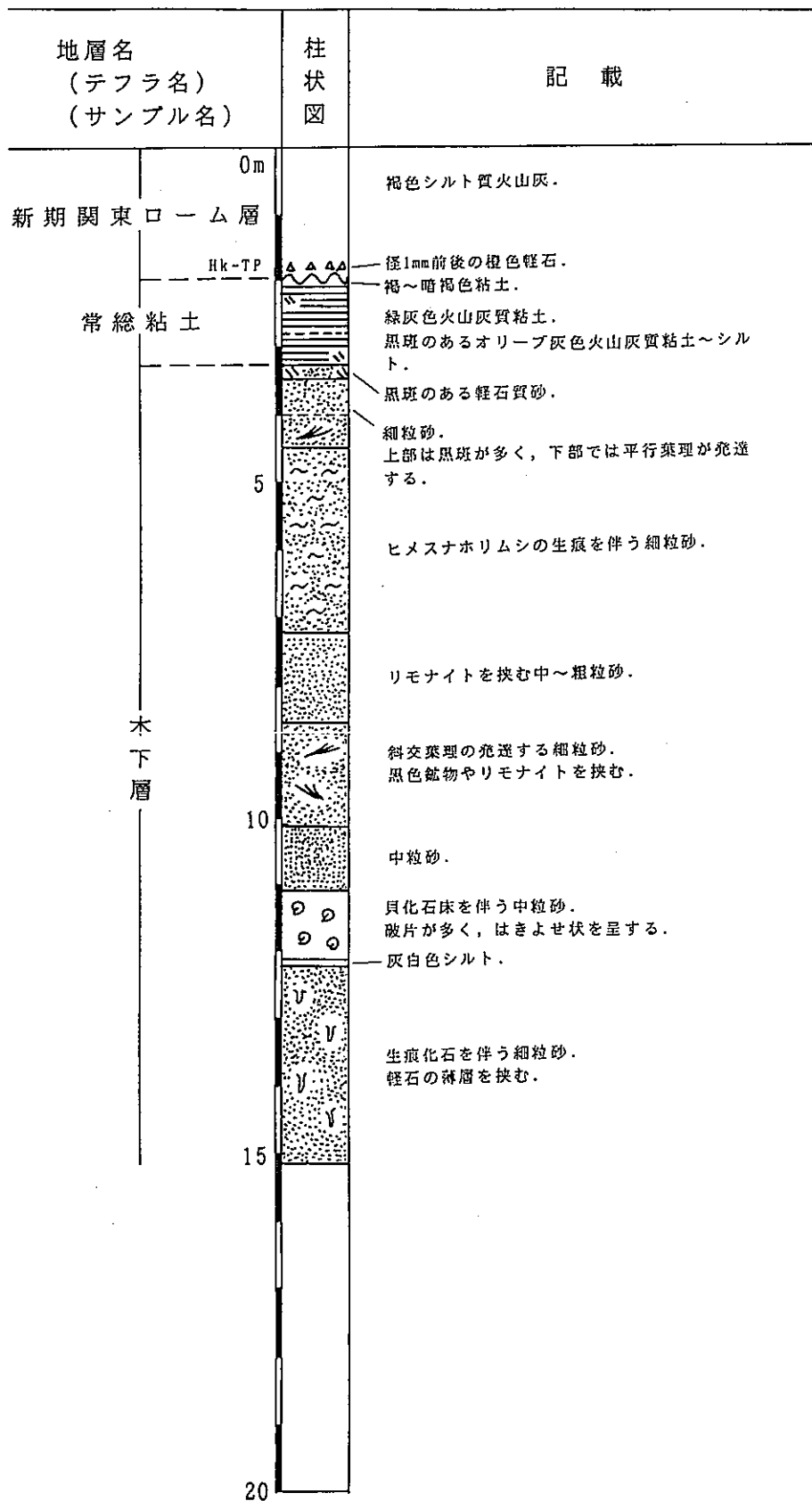
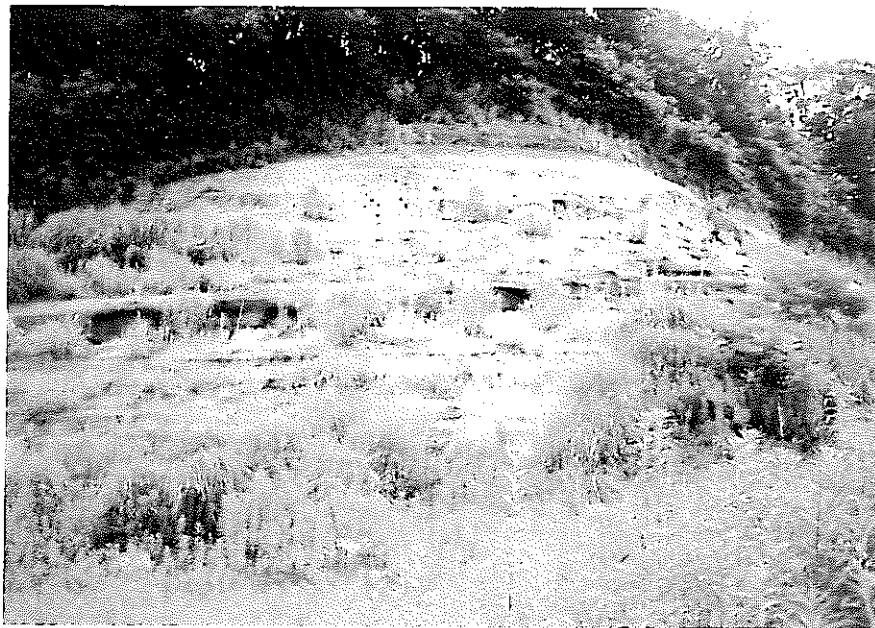


図 2. 1 - 6 Loc. 5 の柱状図



←貝化石床

写真 1 2 露頭全景写真

木下層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。木下層は主として砂層からなり，貝化石やヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯を伴う。常総粘土は木下層を整合に覆い，下部はオリーブ灰色火山灰質粘土～シルト層，上部は緑灰色火山灰質粘土からなる。その最上部には褐～暗褐色の粘土を伴う。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に径1mm前後の橙色軽石(Hk-TP)を挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

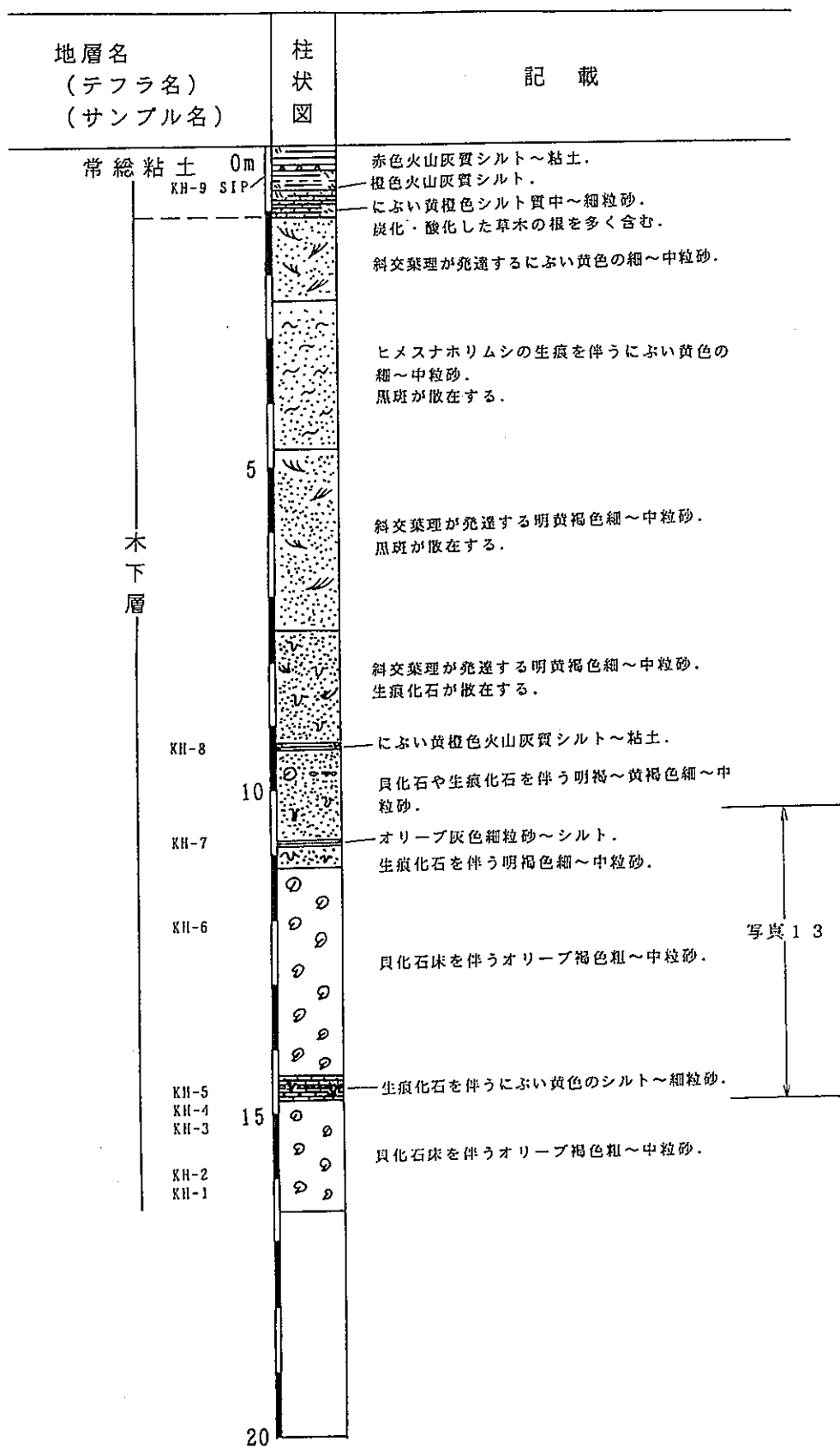


図 2. 1 - 7 Loc. 6 の柱状図

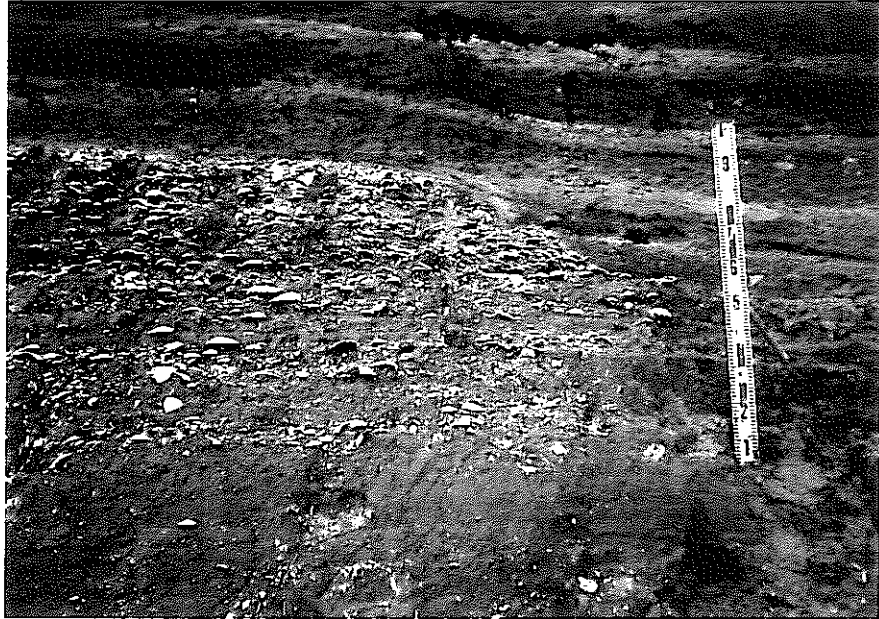


写真 1 3 木下層の貝化石床

貝化石床は木下層の中粒砂層中にレンズ状に挟在する。撮影層準は貝化石床の上部にあたり、貝化石の多くが、凸部を上に行っていることから、水流のある環境下で堆積したものと推定される。なお貝化石床の下部は、合弁・離弁の貝化石が不規則な方向で堆積している。

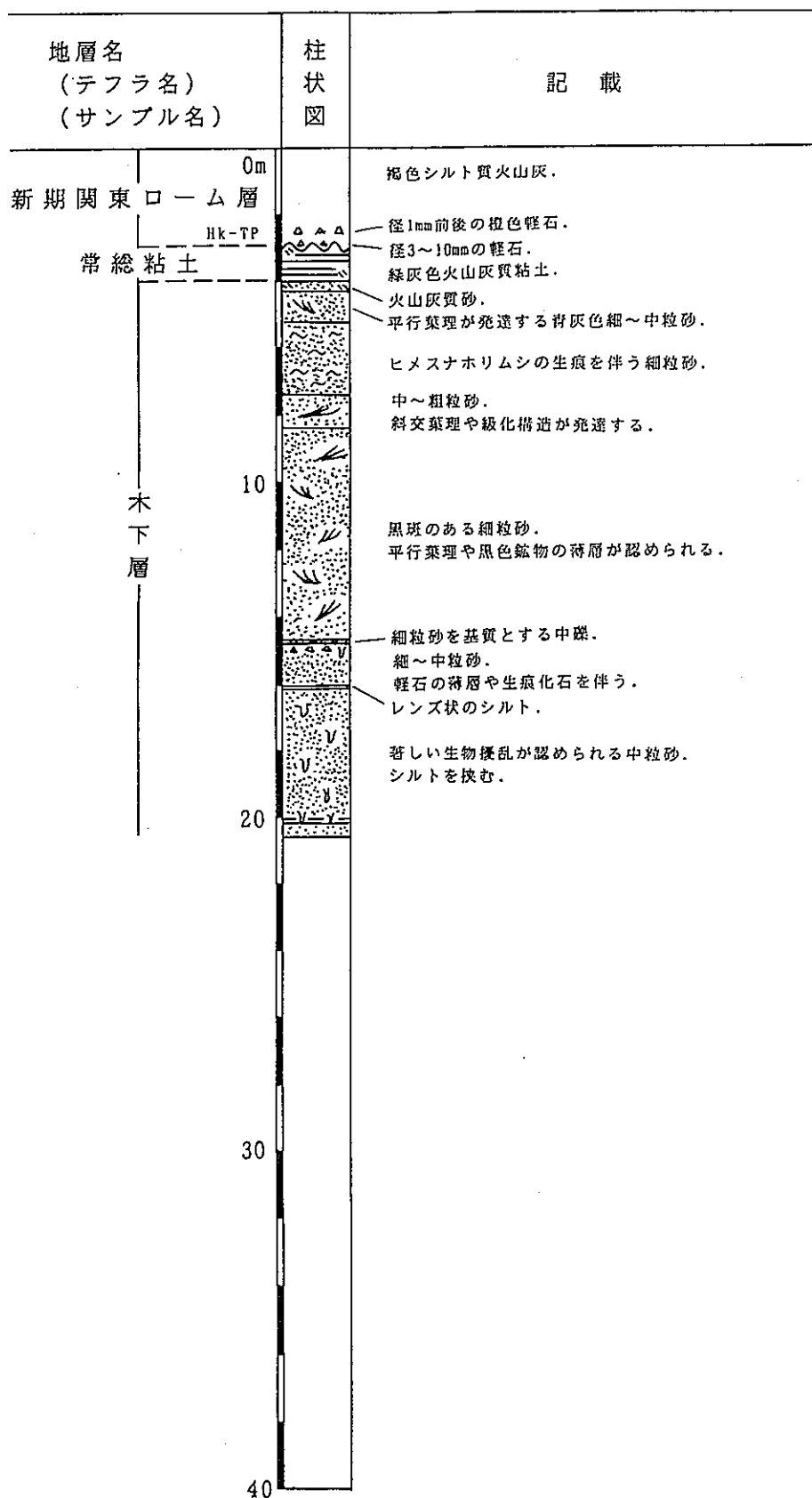


図2. 1-8 Loc.7の柱状図

新期関東
ローム層
Hk-TP ㊦㊦
常総粘土

木下層

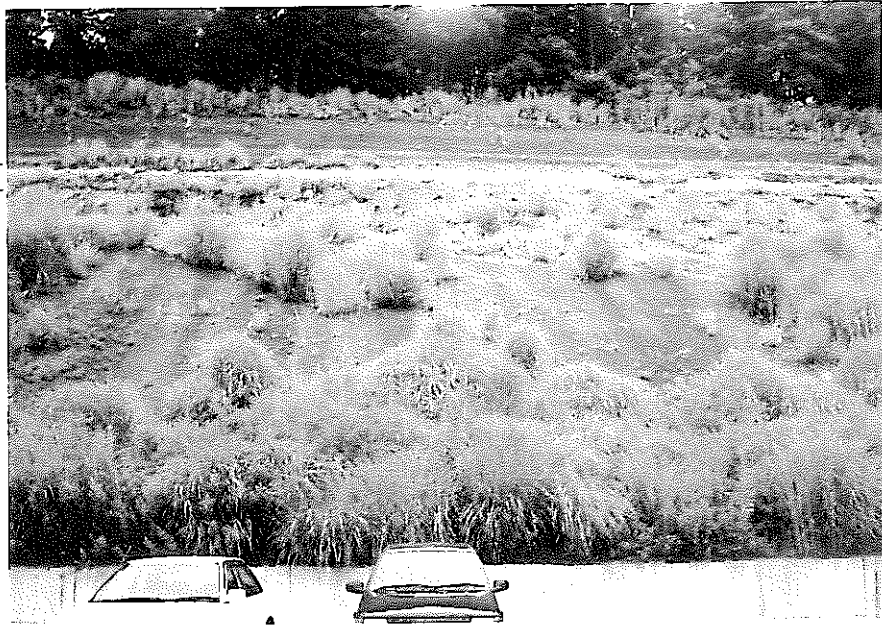


写真14 露頭全景写真

木下層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。

木下層は主として砂層からなり，ヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯や平行葉理を伴う。常総粘土は木下層を整合に覆い，緑灰色火山灰質粘土からなる。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に径1mm前後の橙色軽石(Hk-TP)を挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

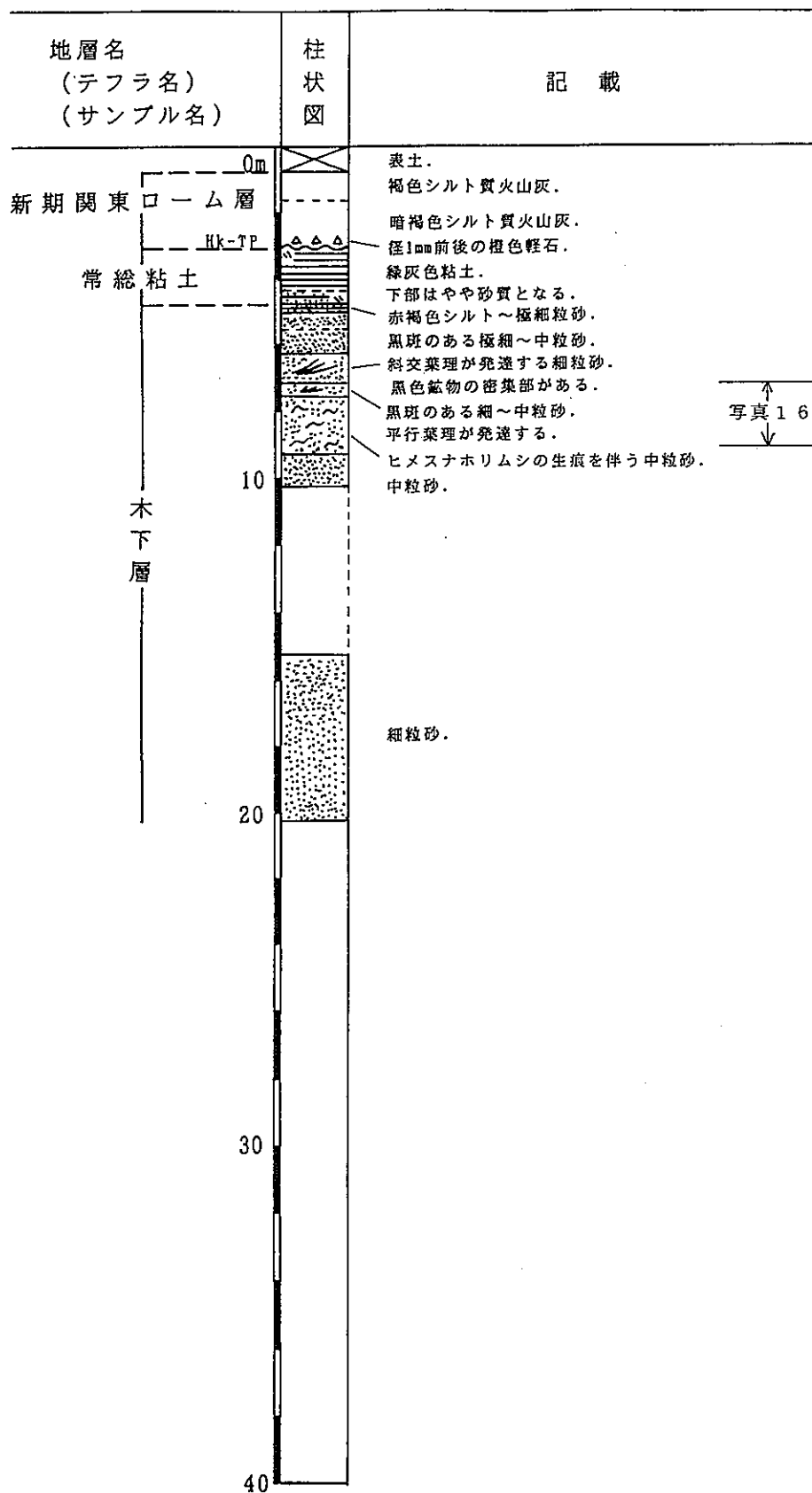


図 2. 1 - 9 Loc. 8 の柱状図



新期関東ローム層

常総粘土

木下層

写真15 露頭全景写真

木下層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。

木下層は主として砂層からなり，ヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯や斜交葉理を伴う。常総粘土は木下層を整合に覆い，緑灰色火山灰質粘土からなるが，下部はやや砂質である。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に径1mm前後の橙色軽石(Hk-TP)を挟む褐～暗褐色シルト質火山灰層からなる。

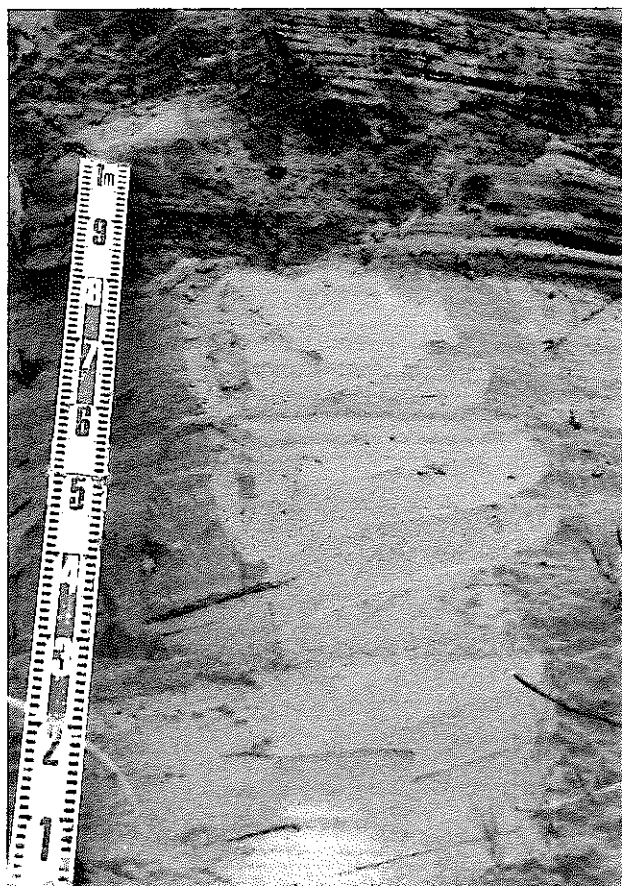


写真16 木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石

細～中粒砂層中に多数観察できる径2mm前後の円柱状白斑は，潮間帯に生息するヒメスナホリムシ (*Excirolana chiltoni japonica*) による生痕化石である。

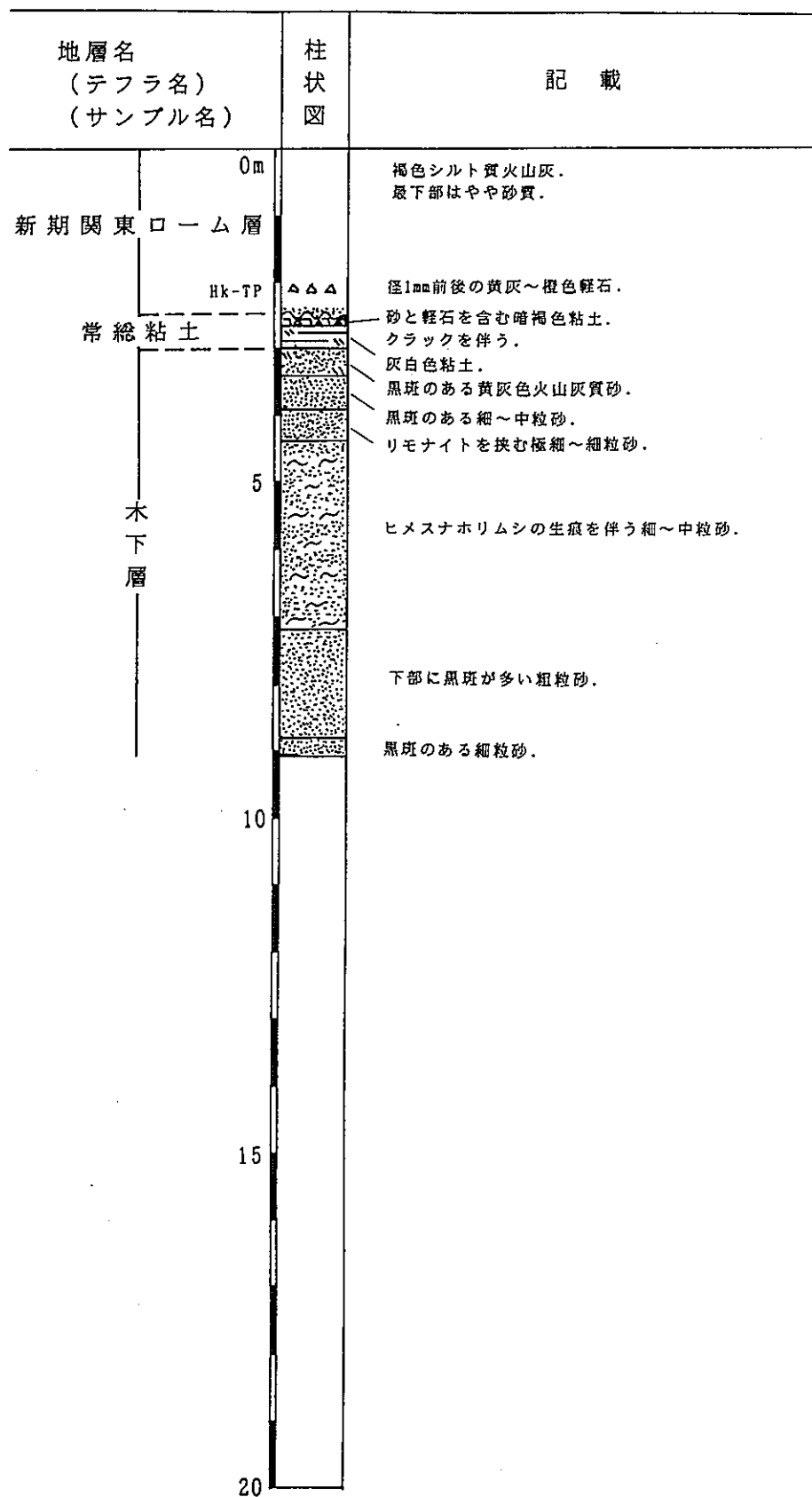


図 2. 1-10. Loc. 9の柱状図



新期関東ローム層

△△△Hk-TP

常総粘土

木下層

写真17 露頭全景写真

木下層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。

木下層は主として砂層からなり，ヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯を伴う。常総粘土は木下層を整合に覆い，灰白色火山灰質粘土からなるが，上部はクラックを伴う砂と軽石混じりの粘土からなる。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に径1mm前後の黄灰～橙色軽石(Hk-TP)を挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

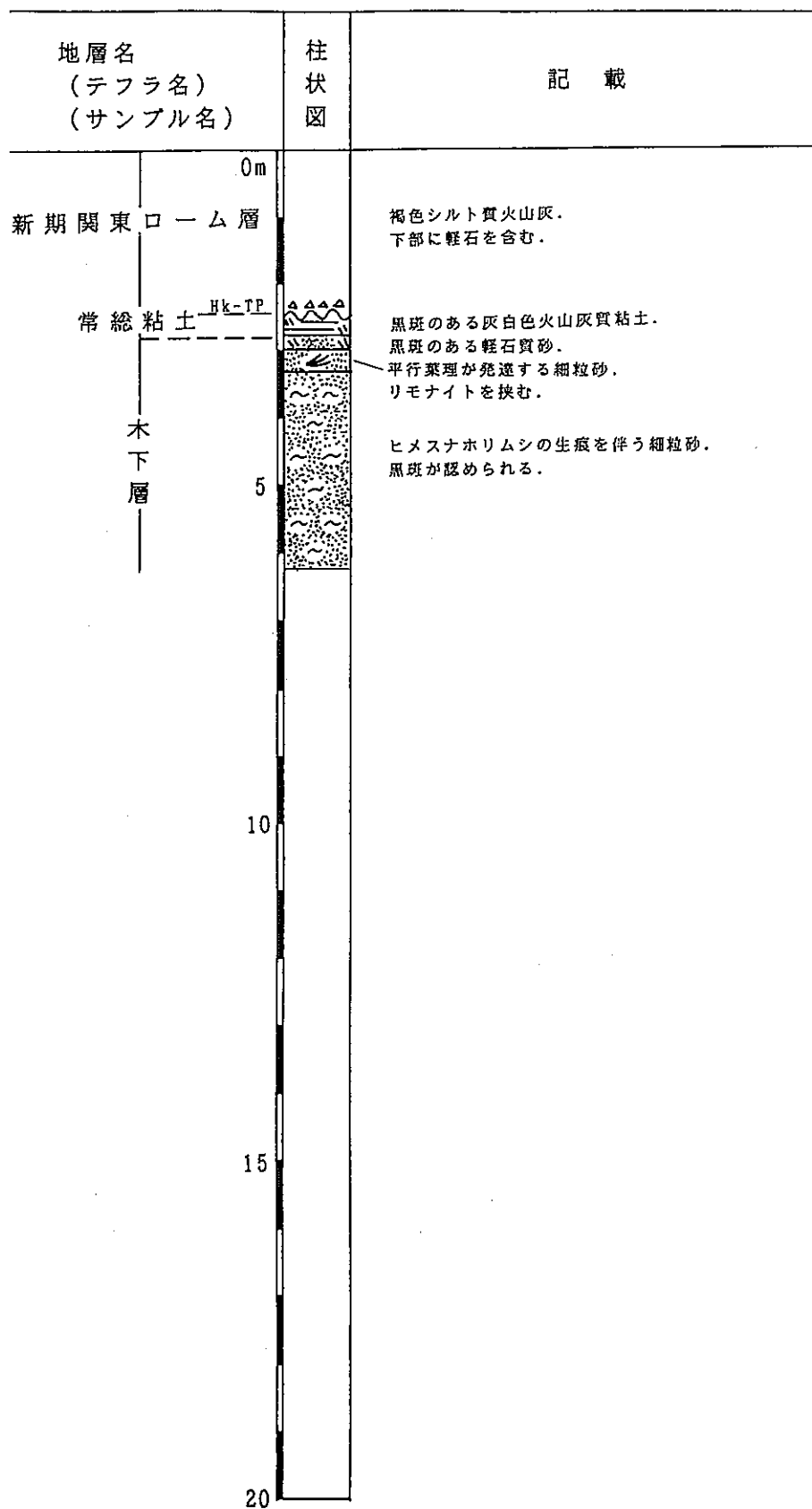


図 2. 1 - 1 1 Loc.10の柱状図



新期関東ローム層

常総粘土

木下層

写真18 露頭全景写真

木下層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。

木下層は主として砂層からなり，ヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯を伴う。常総粘土は木下層を整合に覆い，灰白色火山灰質粘土からなる。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い，下部に軽石(Hk-TP)を挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

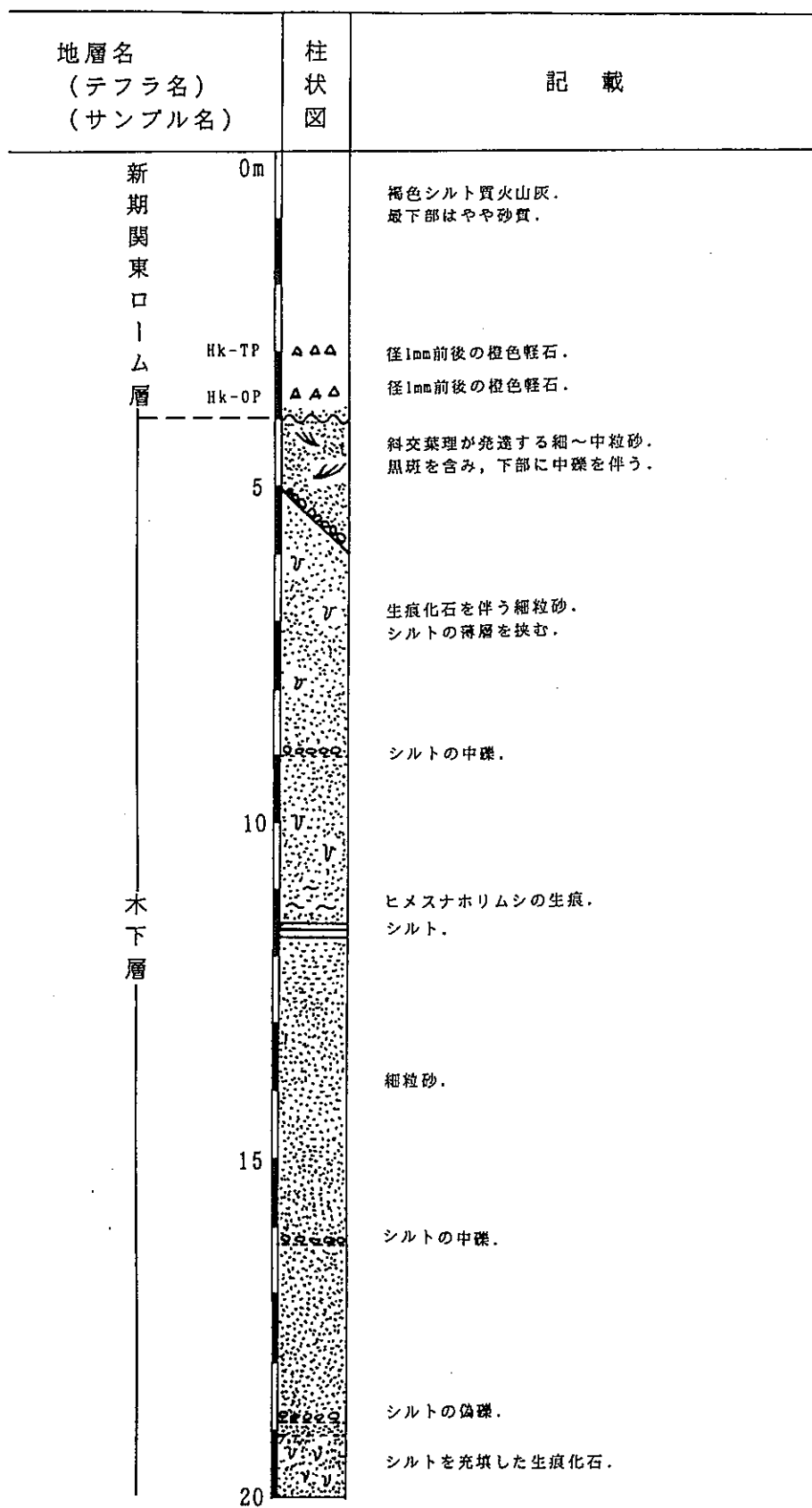


図 2. 1 - 1 2 Loc.11の柱状図



写真19 露頭全景写真

木下層と新期関東ローム層からなる。

木下層は主として砂層からなり、ヒメスナホリムシの生痕化石の密集帯を伴う。新期関東ローム層は木下層を不整合に覆い、下部に径1mm前後の橙色軽石を二層準(Hk-OP, Hk-TP)挟む褐色シルト質火山灰層からなる。

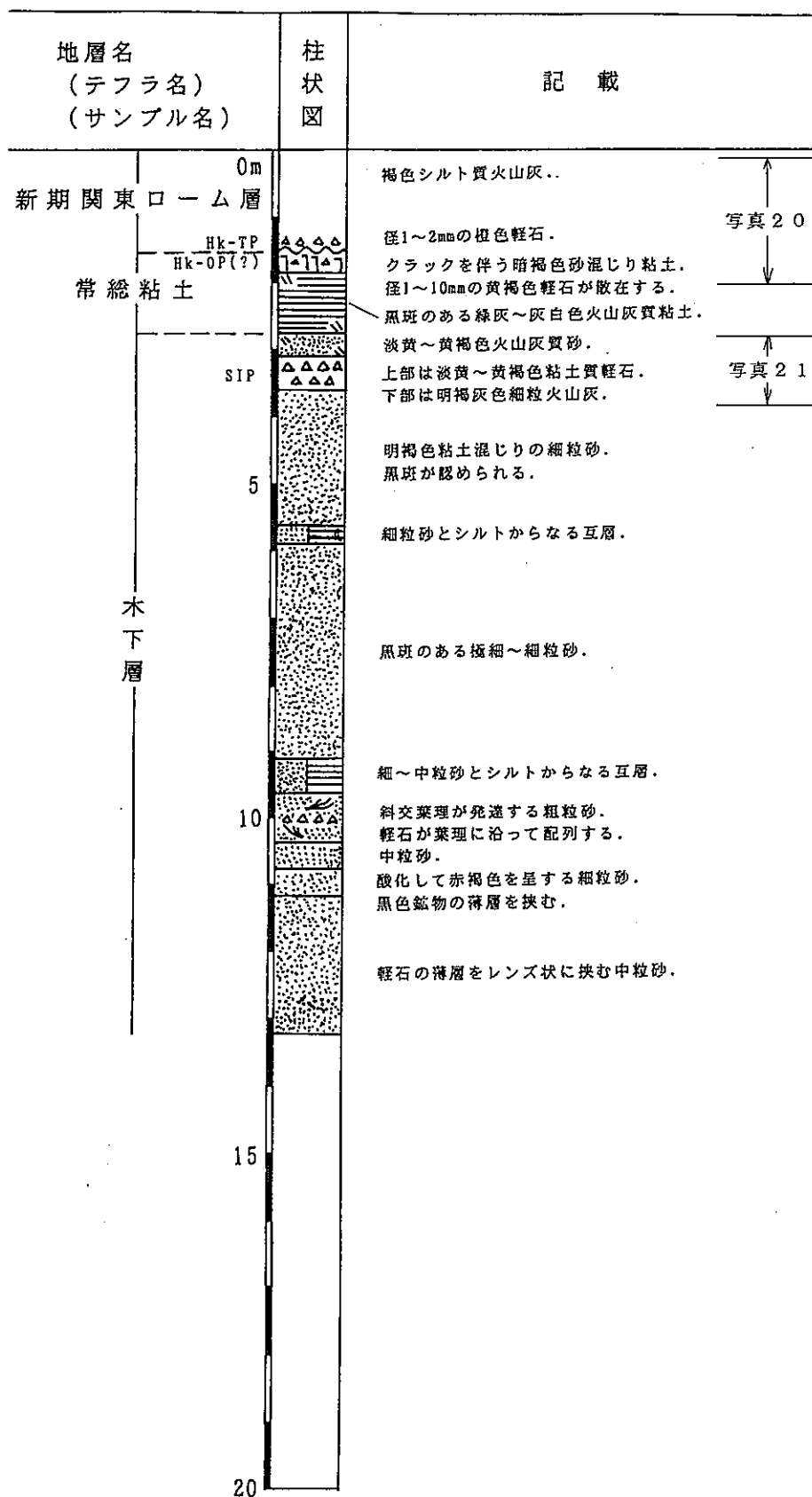
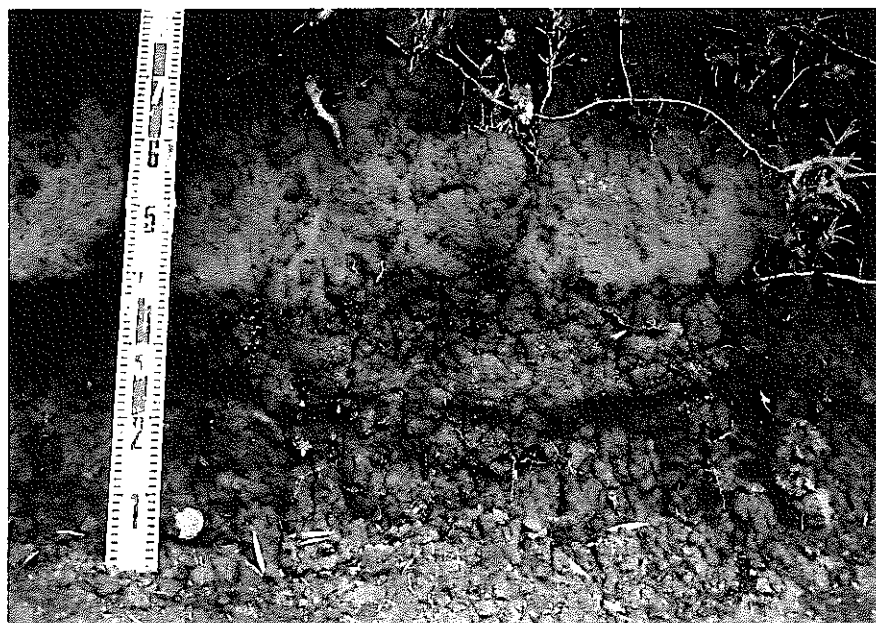


図2. 1-13 Loc.12の柱状図



新期関東ローム層

△△△Hk-TP

△△△Hk-OP(?)

(古土壌)

常総粘土

写真20 常総粘土と新期関東ローム層の境界
常総粘土最上部はクラックを伴う暗褐色砂混じり粘土からなり、
径1～10mmの黄褐色軽石(Hk-OP?)が散在する。新期関東ローム層
は、常総粘土を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、下部
に径1～2mmの橙色軽石(Hk-TP)を挟在する。



写真21 木下層中の三色アイス
軽石(SIP=Hk-KLP群)

木下層上部の砂層中に挟在する三
色アイス軽石(SIP)は下部は明褐灰
色細粒火山灰層と黄白～黄褐色粘
土質軽石層の互層からなる。

SIP

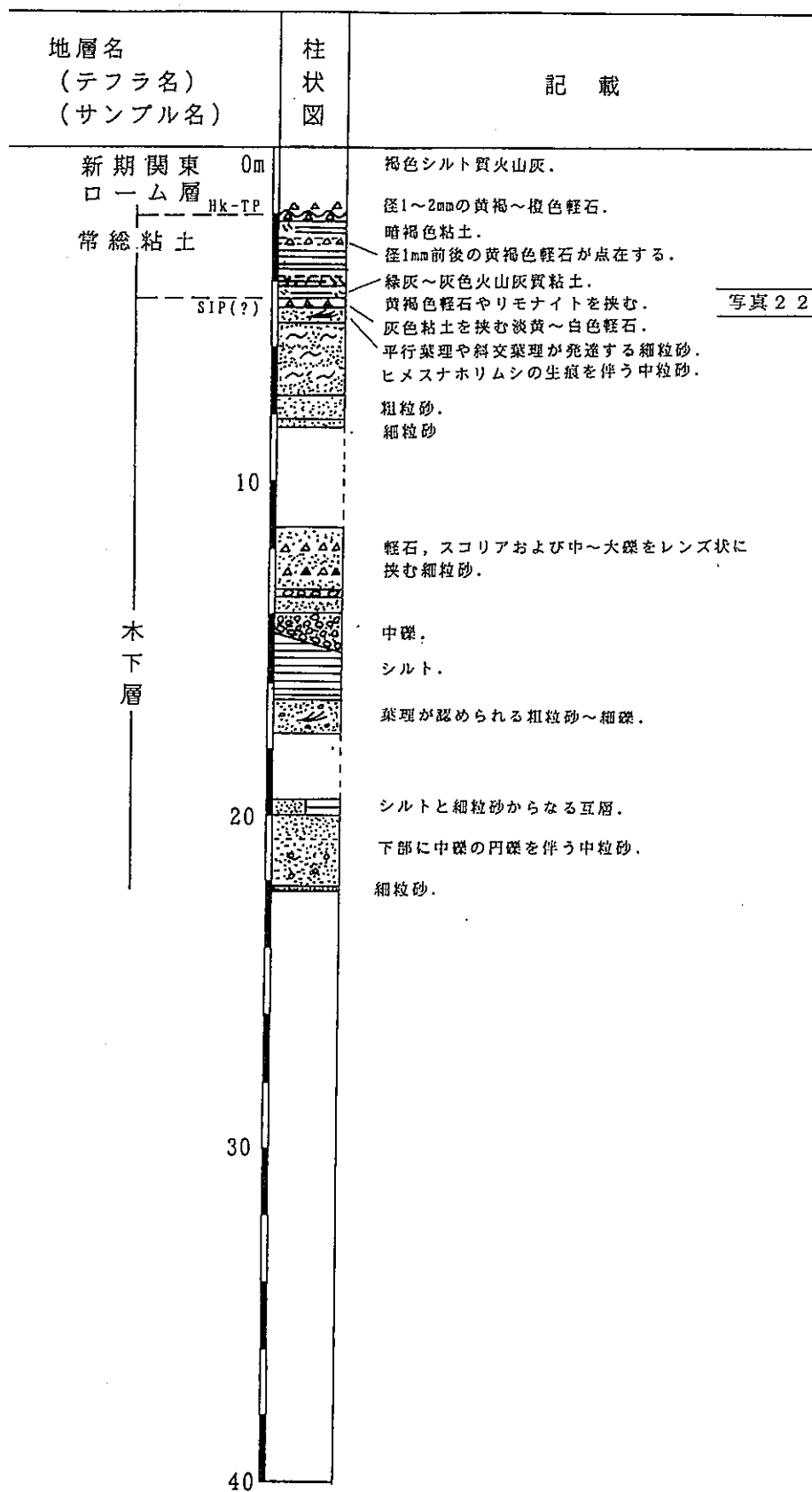
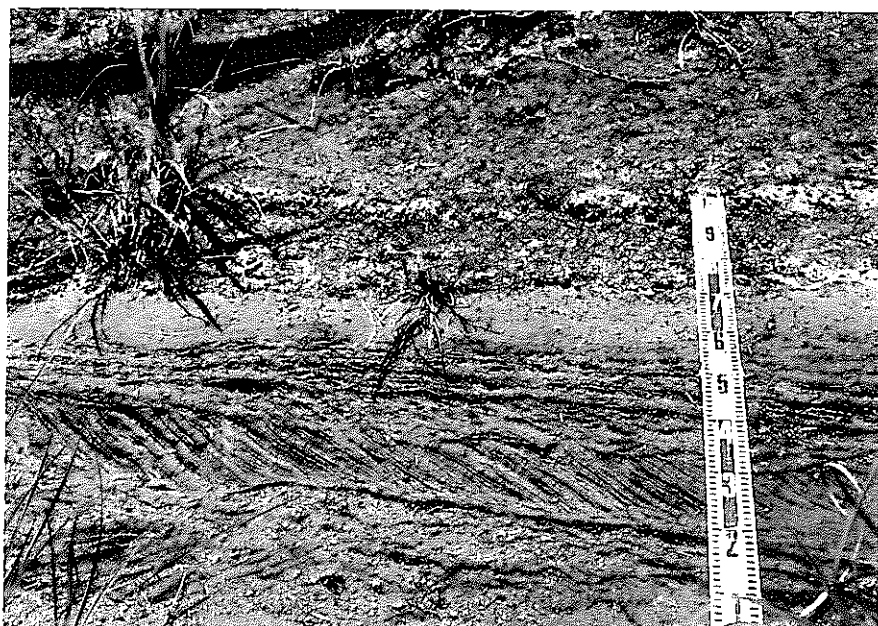


図 2. 1-14 Loc.13の柱状図



SIP (?)

写真 2 2 木下層中の三色アイス軽石 (SIP=Hk-KIP群)?
木下層上部の斜交葉理の発達した砂層の上位に黄白～白色軽石層
と軽石の点在する灰色粘土層の互層が挟在し、三色アイス軽石と
似た産状を呈する。

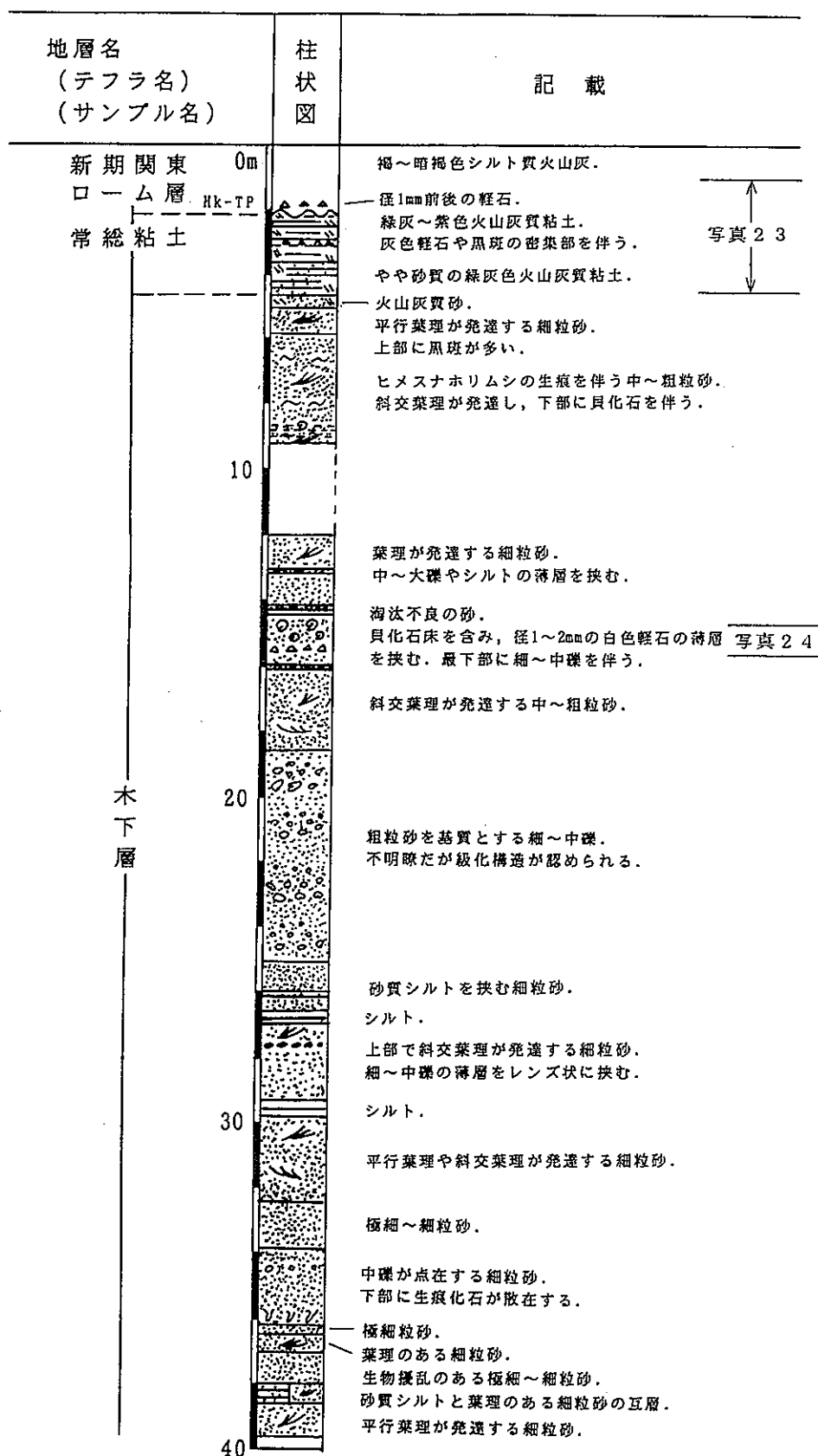


図 2. 1 - 1 5 Loc. 14の柱状図

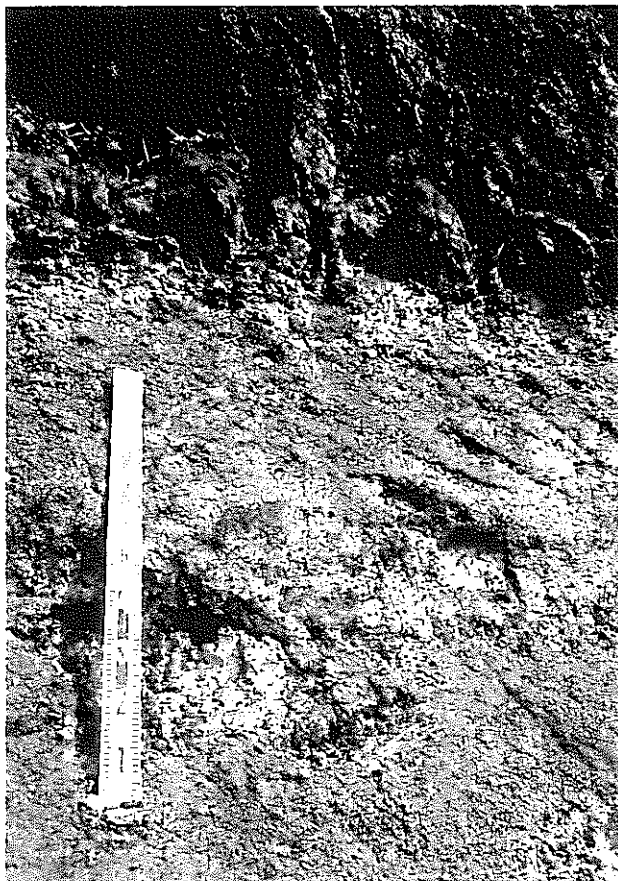


写真23 常総粘土と新期関東ローム層

常総粘土は緑灰～紫色火山灰質粘土からなる。新期関東ローム層は、常総粘土を不整合に覆い、下部に径1mm前後の軽石(Uk-TP)を挟在する褐～暗褐色シルト質火山灰からなる。

新期関東ローム層

常総粘土

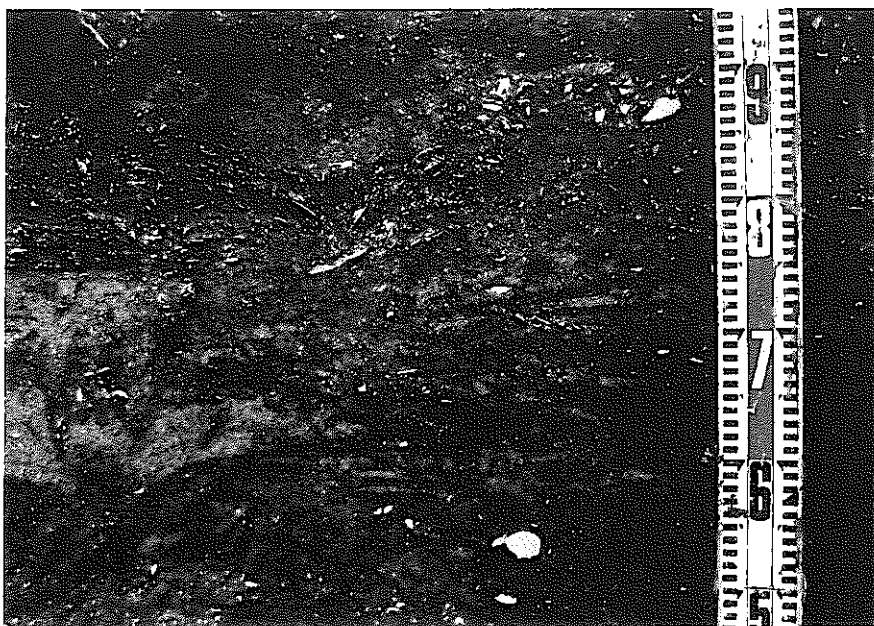


写真24 木下層中の貝化石と軽石の産状

木下層の葉理の発達した粗粒砂層中に、貝化石および軽石がはきよせ状に産する。貝化石は破片が多く、葉理に平行に配列している。また軽石は径1～2mmの白色軽石で、粒径が揃っている。

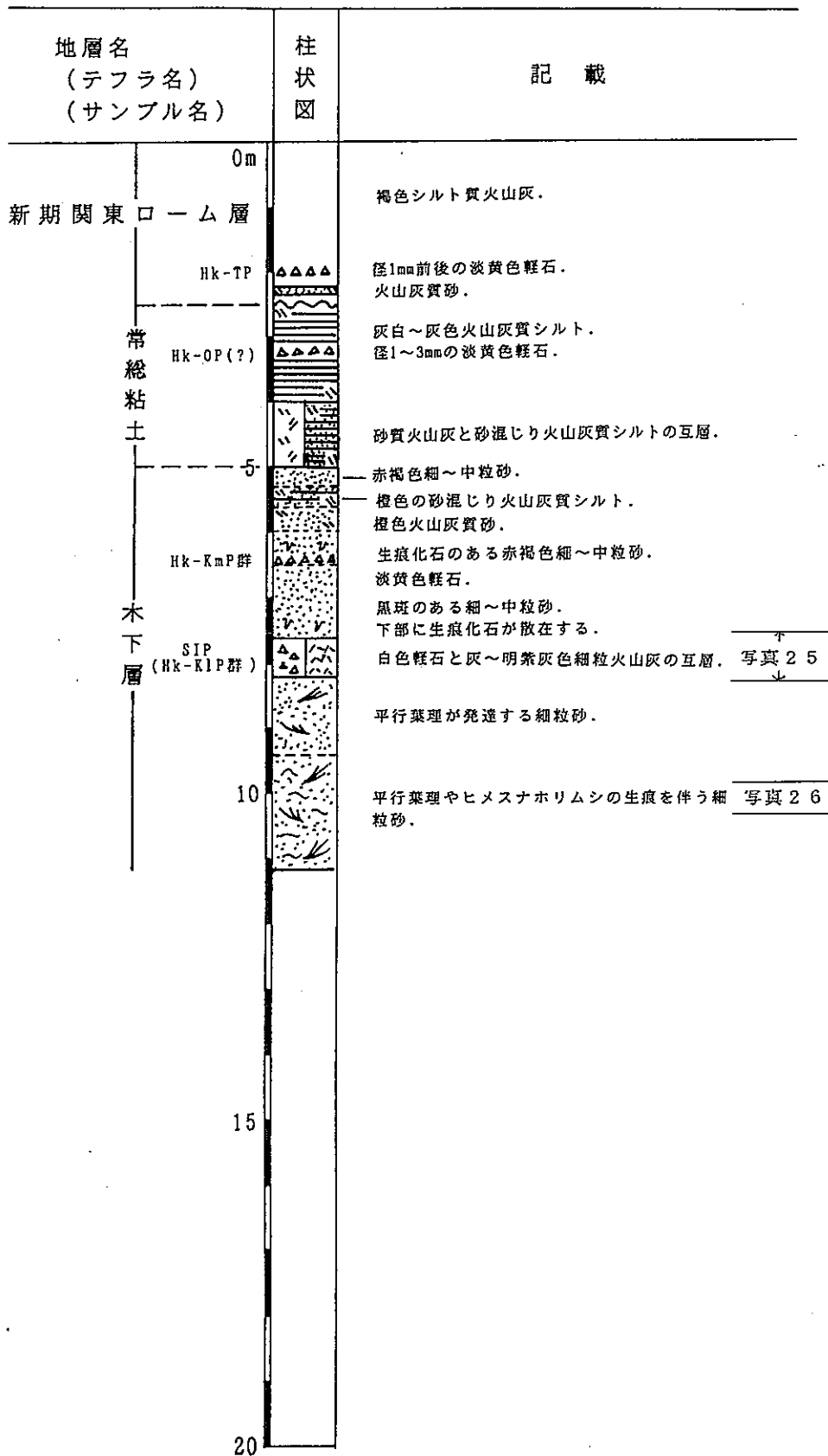


図 2. 1 - 1 6 Loc.15の柱状図

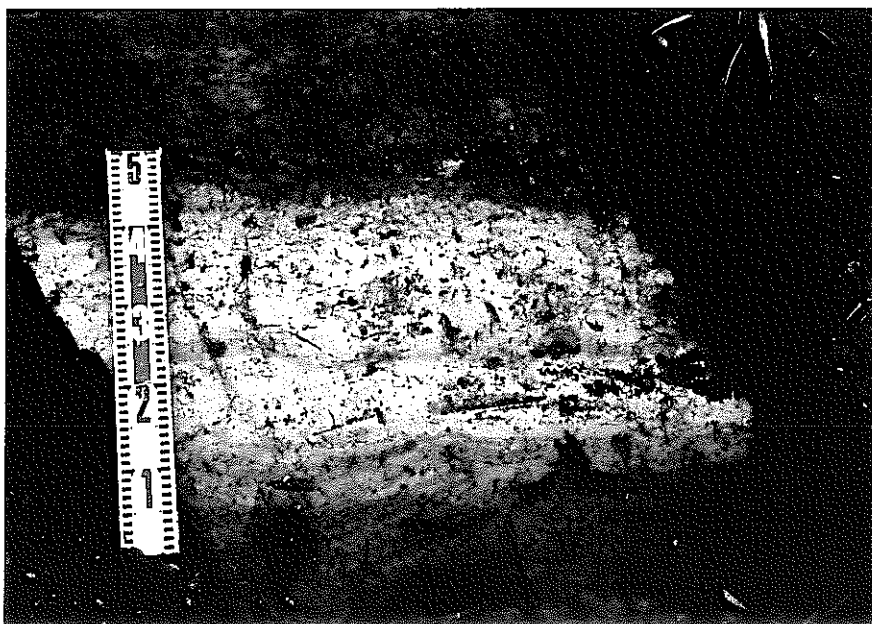


写真25 木下層中の三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)
三色アイス軽石は粘土化した白色軽石層と灰色細粒火山灰層の互層からなる。

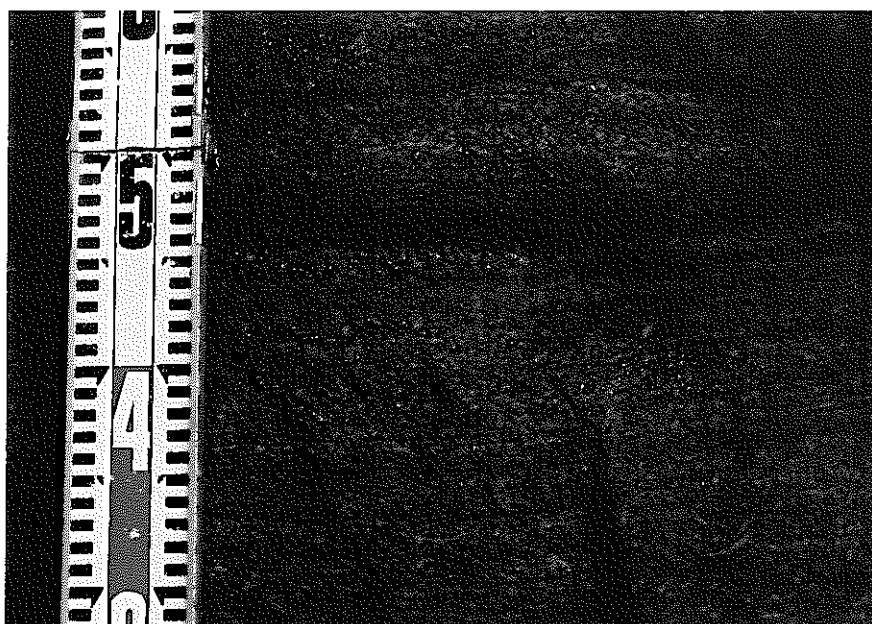


写真26 木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石
細粒砂層中の径1mmの白斑は、潮間帯付近に生息するヒメスナホリムシ(*Excirolana chiltoni japonica*)による生痕化石である。

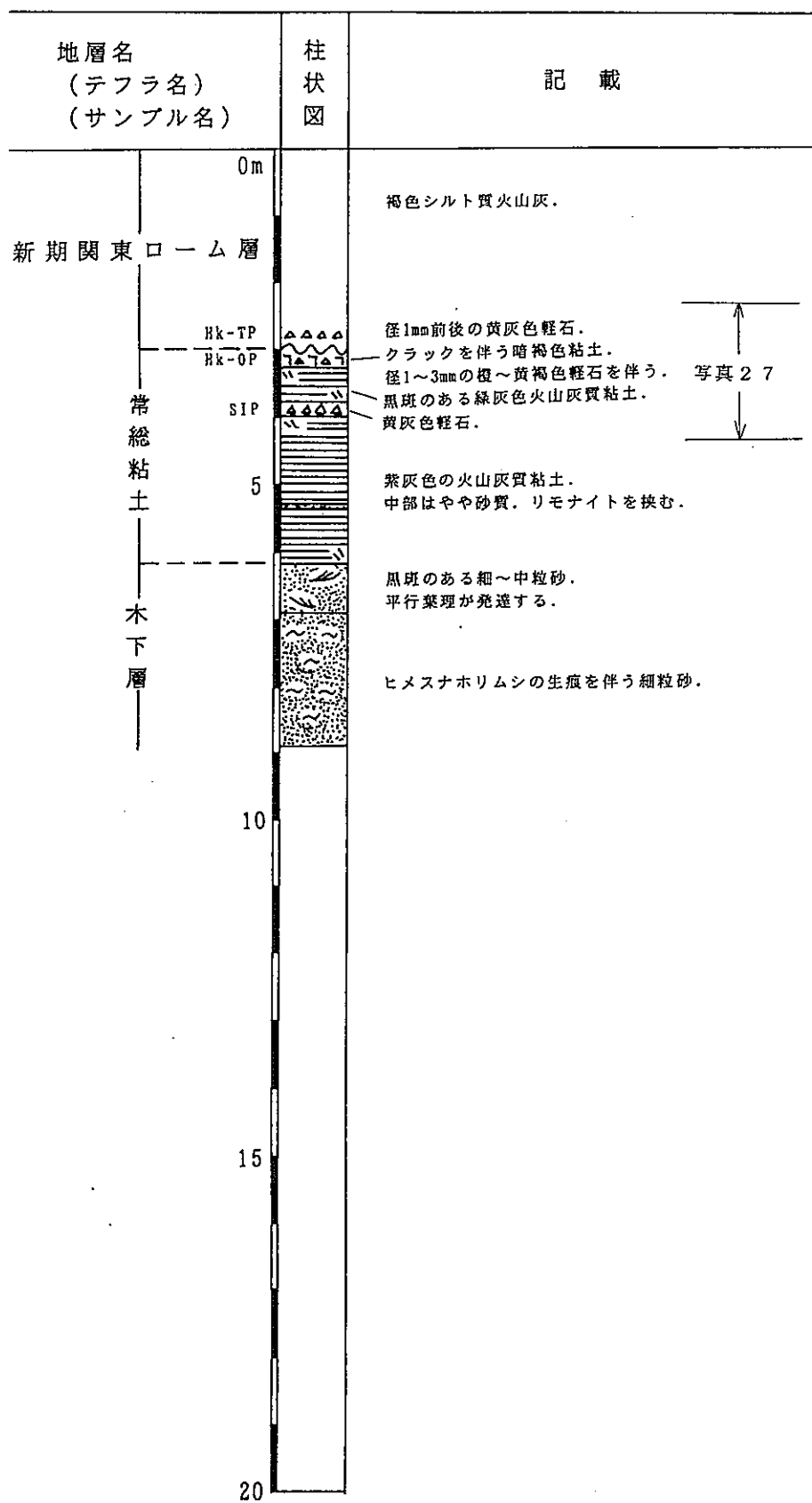


図 2. 1 - 1 7 Loc. 16 の柱状図

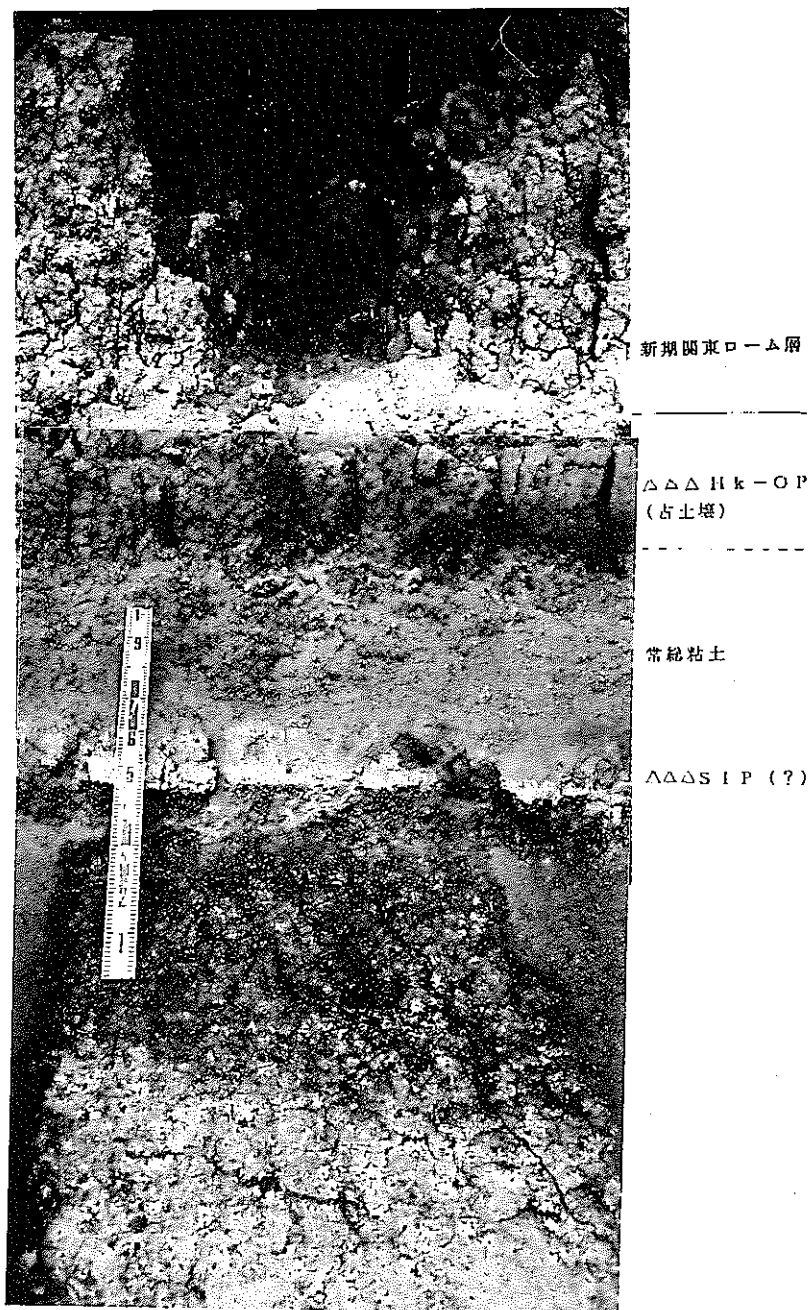


写真 27 常総粘土と新期関東ローム層

常総粘土は紫灰～緑灰色の火山灰質粘土からなり、中部と上部に軽石層を挟む。中部の軽石層はやや粘土化した黄灰色の軽石からなり三色アイス軽石に類似している。一方、上部には径1～3mmの橙～黄褐色軽石(Hk-OP)が点在する。また、常総粘土の最上部にはクラックが多数発達する。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆う褐色シルト質火山灰層からなり、下部に径1mm前後の黄灰色軽石を挟む。

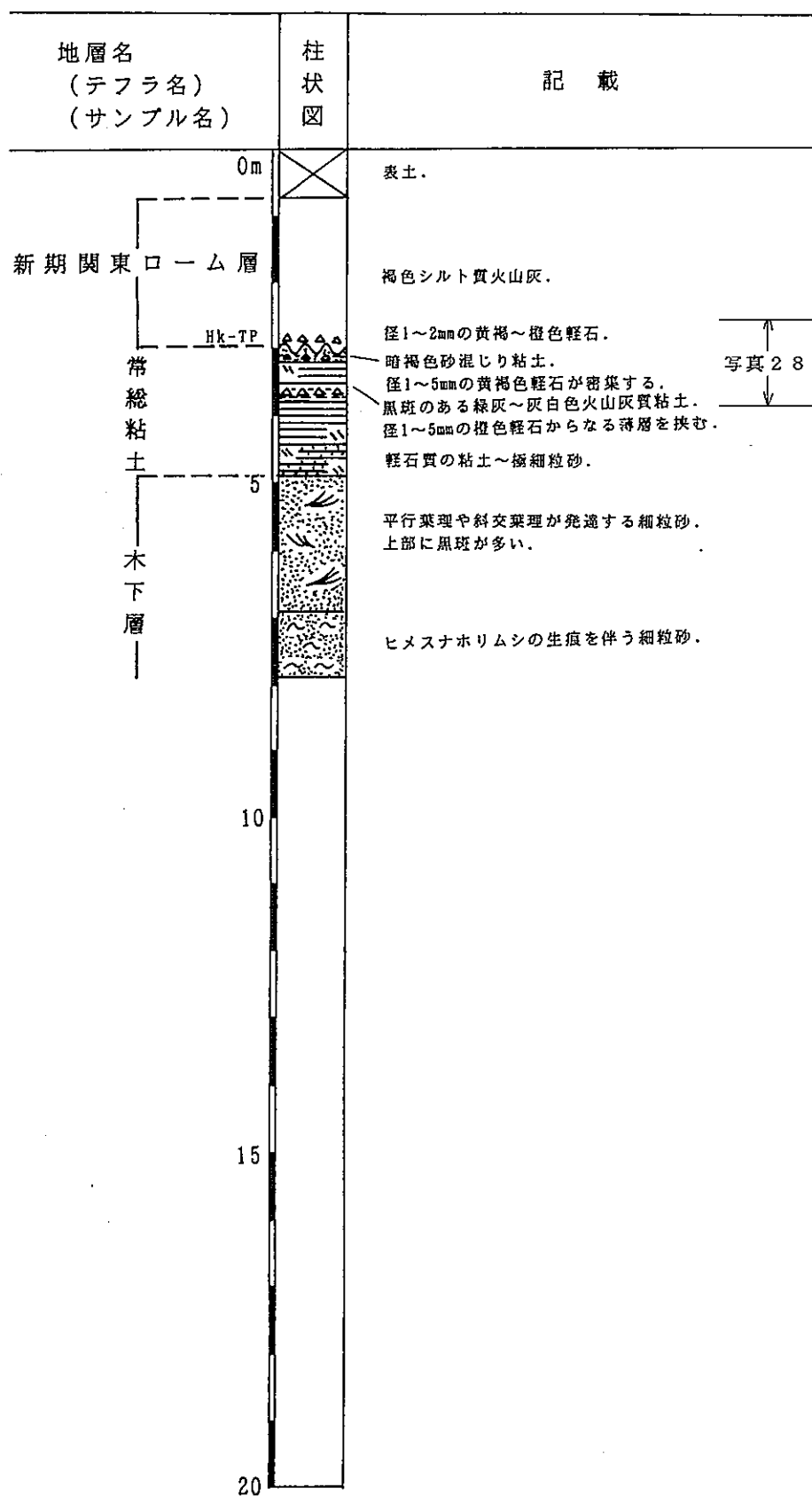


図 2. 1 - 1 8 Loc. 17 の柱状図

新期関東ローム層
Hk-TP ▲▲▲

常総粘土

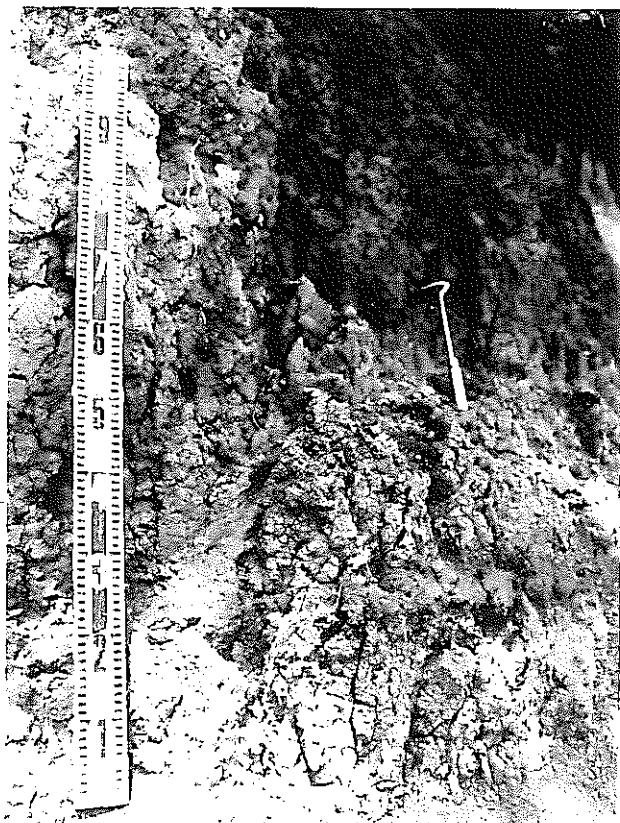


写真28 常総粘土と新期関東ローム層

常総粘土は主として緑灰～灰白色粘土からなるが、上部は暗褐色砂混じり粘土からなる。上部に径1～5mmの黄褐色軽石の薄層を、中部に径1～5mmの橙色軽石の薄層を挟む。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、下部に径1～2mmの黄褐～橙色軽石(Hk-TP)が挟在する。

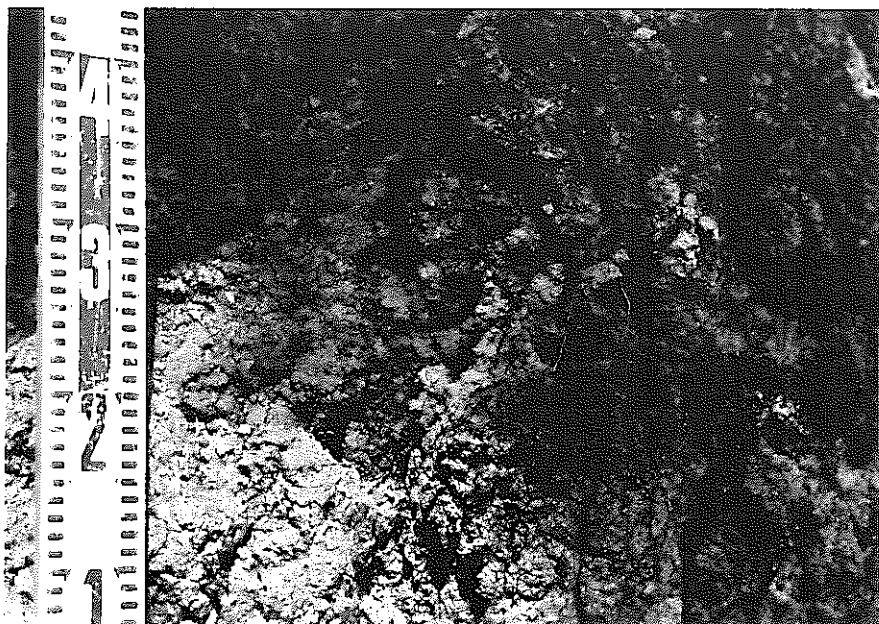


写真29 常総粘土中の軽石(Hk-OP?)

緑灰～灰白色の常総粘土中に径1～5mmの橙色軽石(Hk-OP?)の薄層を挟む。

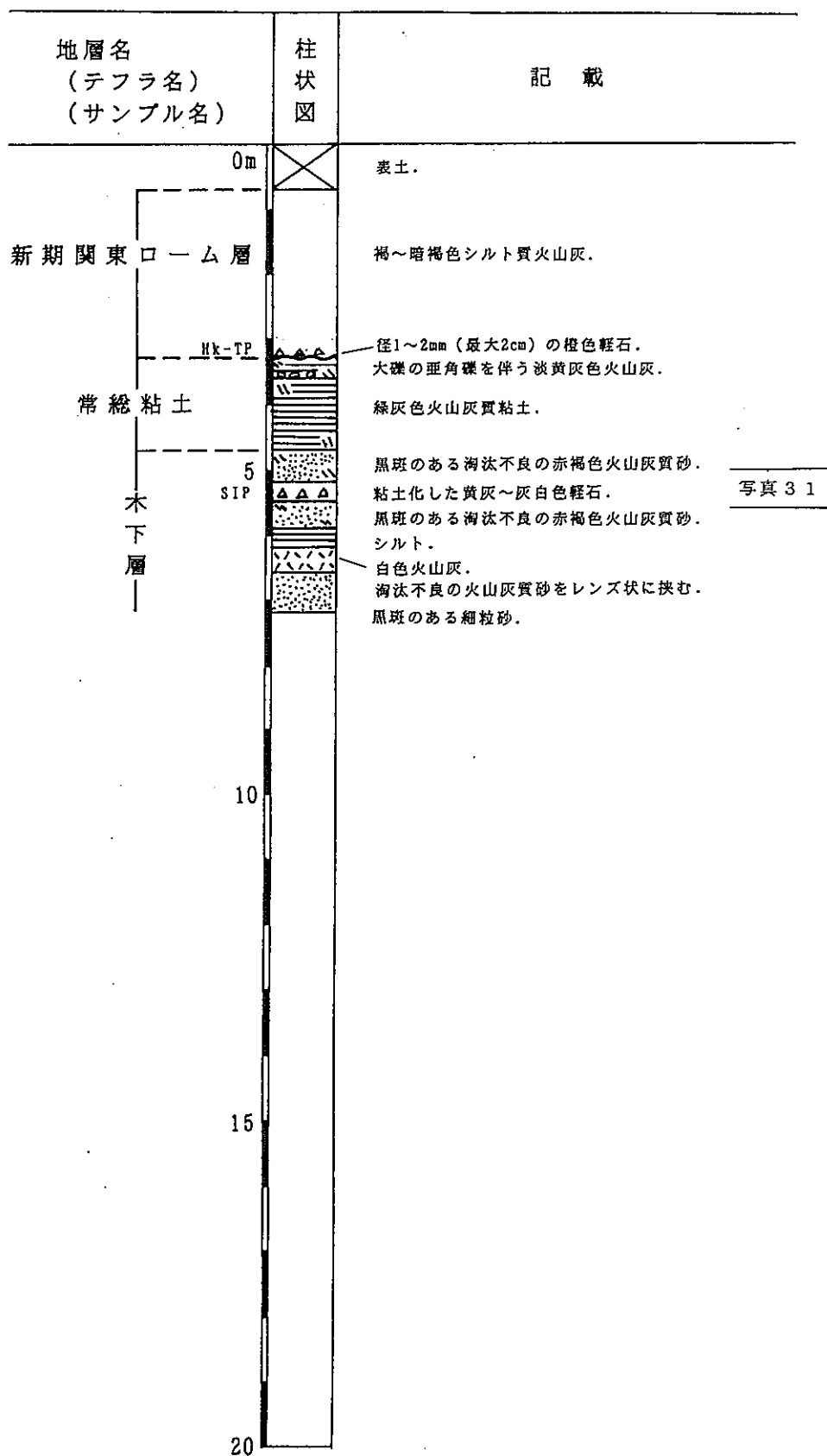


図 2. 1 - 1 9 Loc. 18 の柱状図

新期関東
ローム層

常総粘土

木下層

SIPAAA



写真30 露頭全景写真

木下層、常総粘土および新期関東ローム層からなる。

木下層は主として淘汰不良の火山灰質砂からなり、下部に白色火山灰層を、中部に黄灰～灰白色の粘土化した軽石と灰白色の粘土質火山灰の互層(SIP=Hk-KIP群)を挟む。常総粘土は木下層を整合に覆う。緑灰色火山灰質粘土からなるが、上部は淡黄灰色火山灰層からなり、大礫の亜角礫を伴う。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆い、褐～暗褐色シルト質火山灰からなる。下部に径1～2mmの橙色軽石(Hk-TP)を伴う。

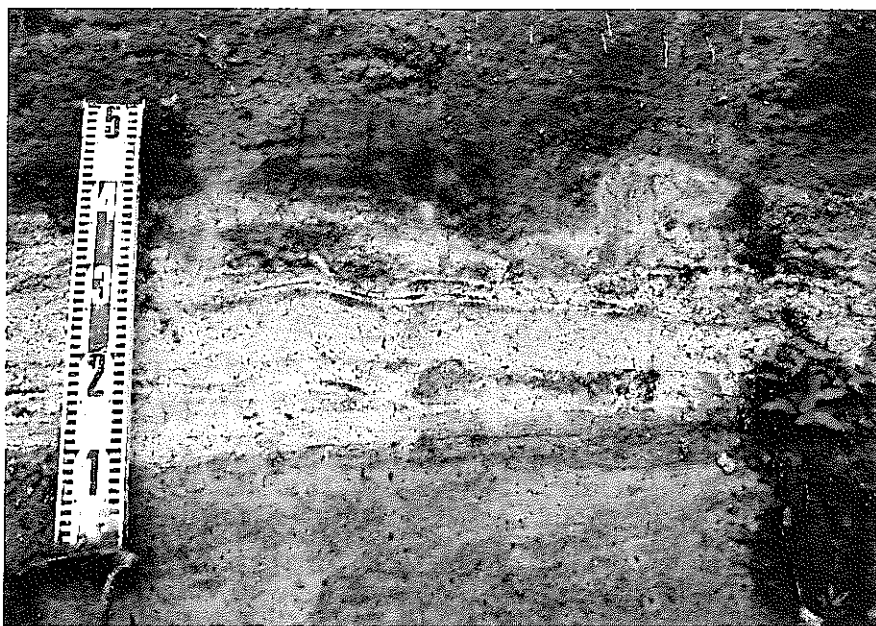


写真31 木下層中の三色アイス軽石(SIP=Hk-KIP群)

木下層の砂層中に黄灰～灰白色の粘土化した軽石と灰白色の粘土質火山灰の互層からなる三色アイス軽石(SIP=Hk-KIP群)挟在する。

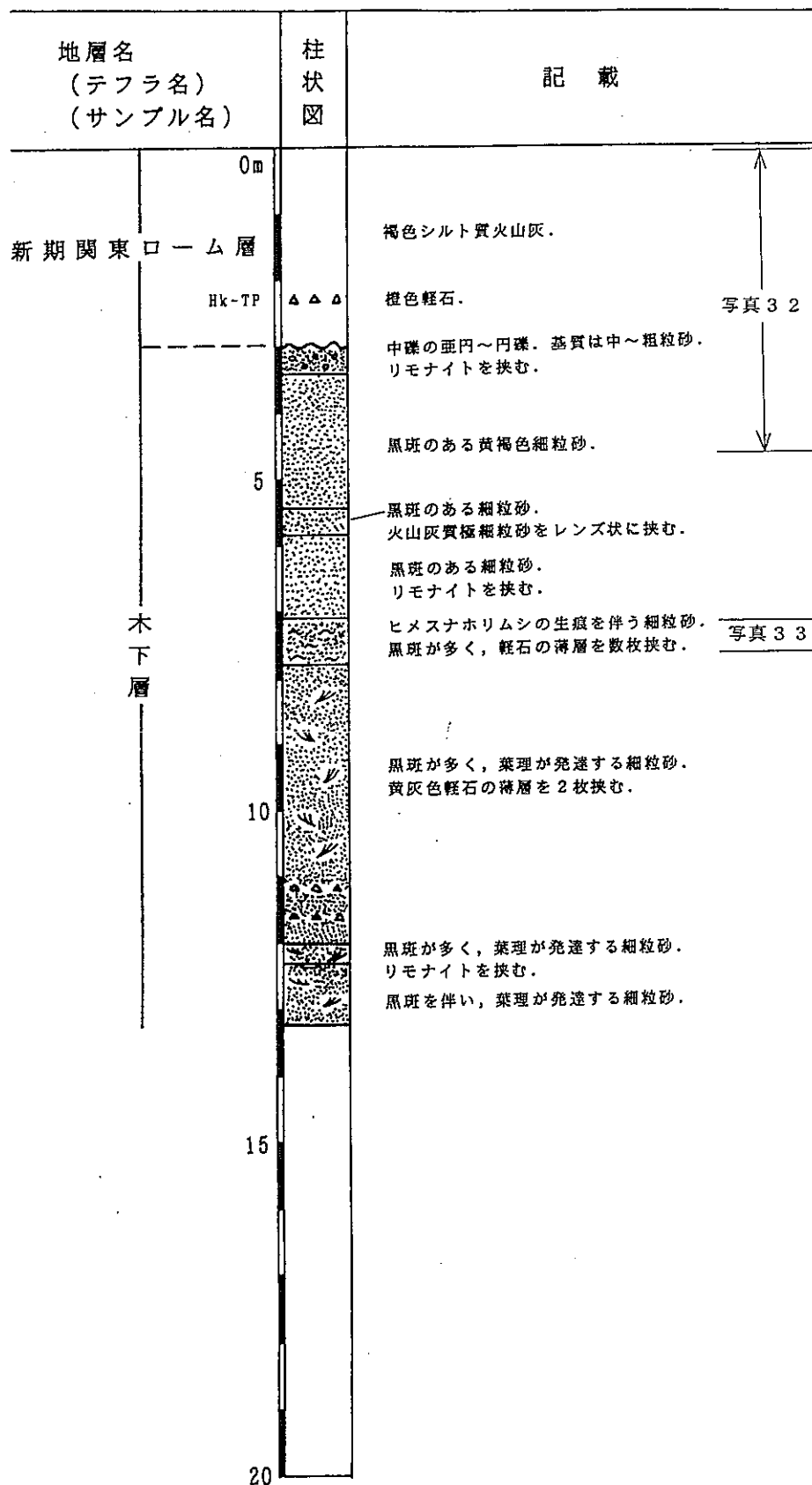


図 2. 1 - 2 0 Loc. 19 の柱状図

新期関東ローム層
Hk-TP ▲▲▲

木下層



写真32 木下層と新期関東ローム層

木下層は砂層からなり、常総粘土を欠いて新期関東ローム層に不整合に覆われる。新期関東ローム層は褐色シルト質火山灰からなり、下部に橙色軽石(Hk-TP)を挟む。

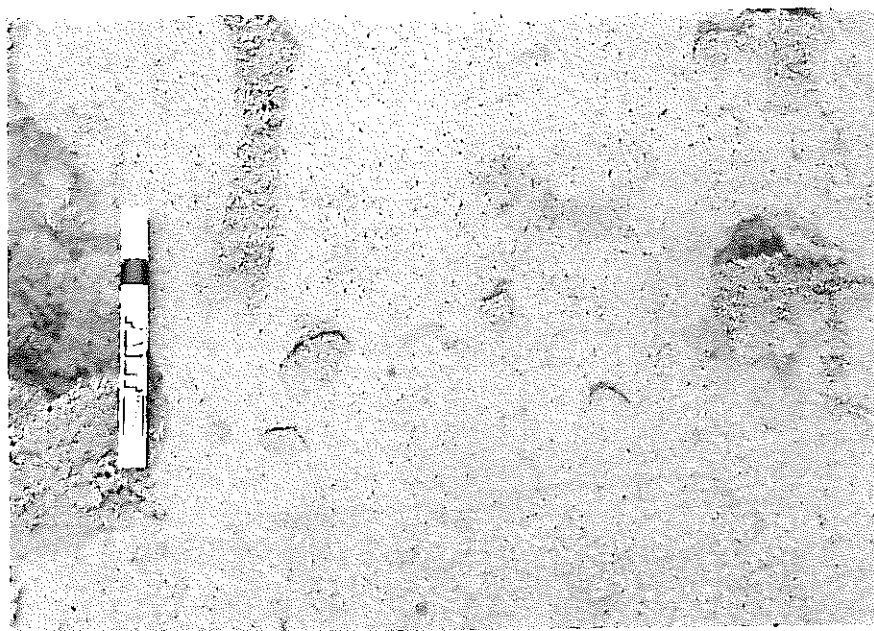


写真33 木下層中のヒメスナホリムシの生痕化石

細粒砂層中の径1mmの白斑は、潮間帯付近に生息するヒメスナホリムシ(*Excrolana chiltoni japonica*)による生痕化石である。

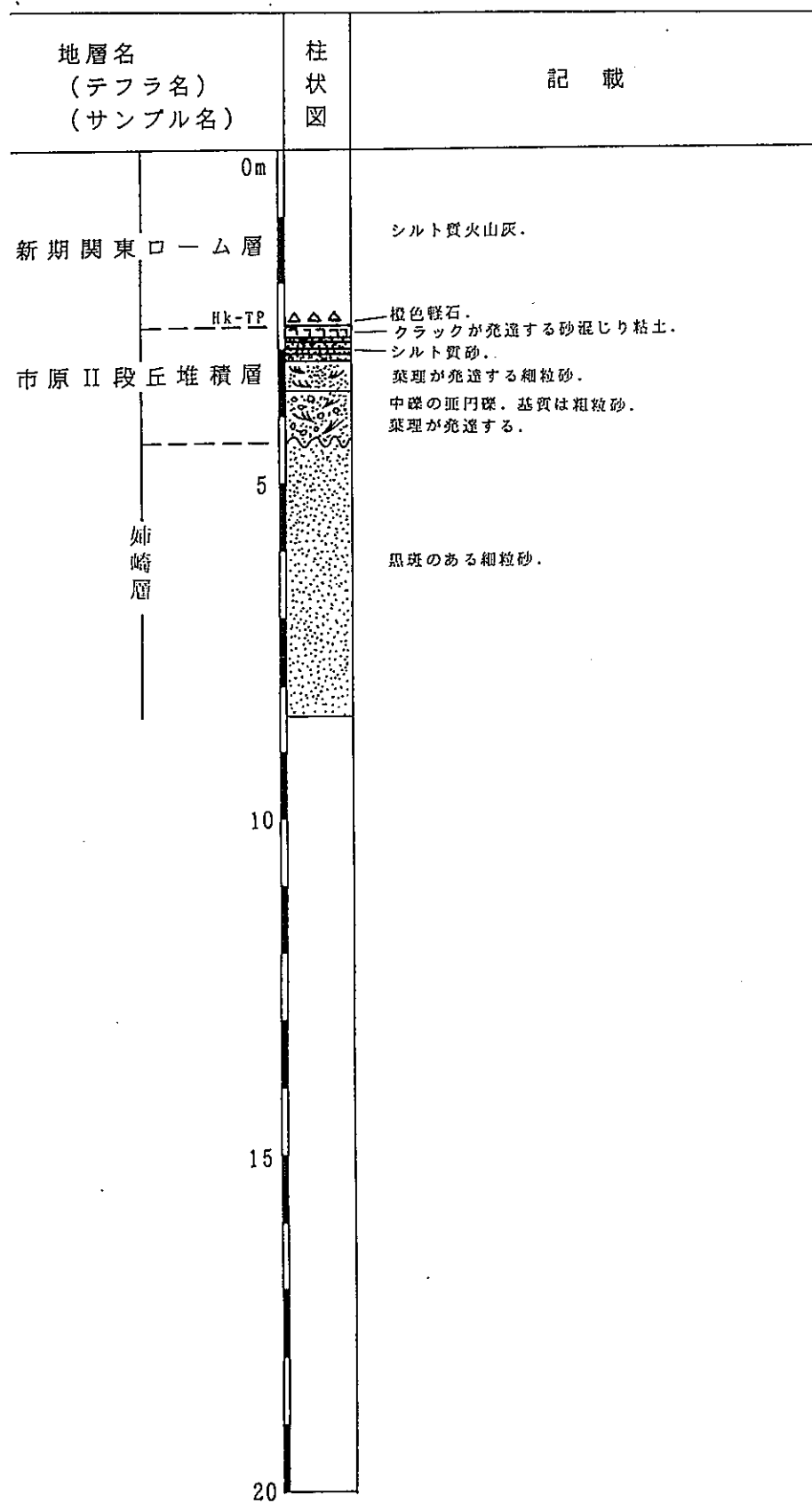


図 2 . 1 - 2 1 Loc. 20 の 柱 状 図



新期関東
ローム層
△△△Hk-TP
市原Ⅱ
段丘堆積層
姉崎層

写真34 露頭全景写真

姉崎層，市原Ⅱ段丘堆積層および新期関東ローム層からなる。
姉崎層は細粒砂層からなり，常総粘土を欠いて，市原Ⅱ段丘堆積層に不整合に覆われる。市原Ⅱ段丘堆積層は下部は礫層，上部はシルト質砂～砂層からなり，最上部はクラックが発達する砂混じり粘土からなる。新期関東ローム層は市原Ⅱ段丘堆積層を整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり，下部に橙色軽石(Hk-TP)を挟む。

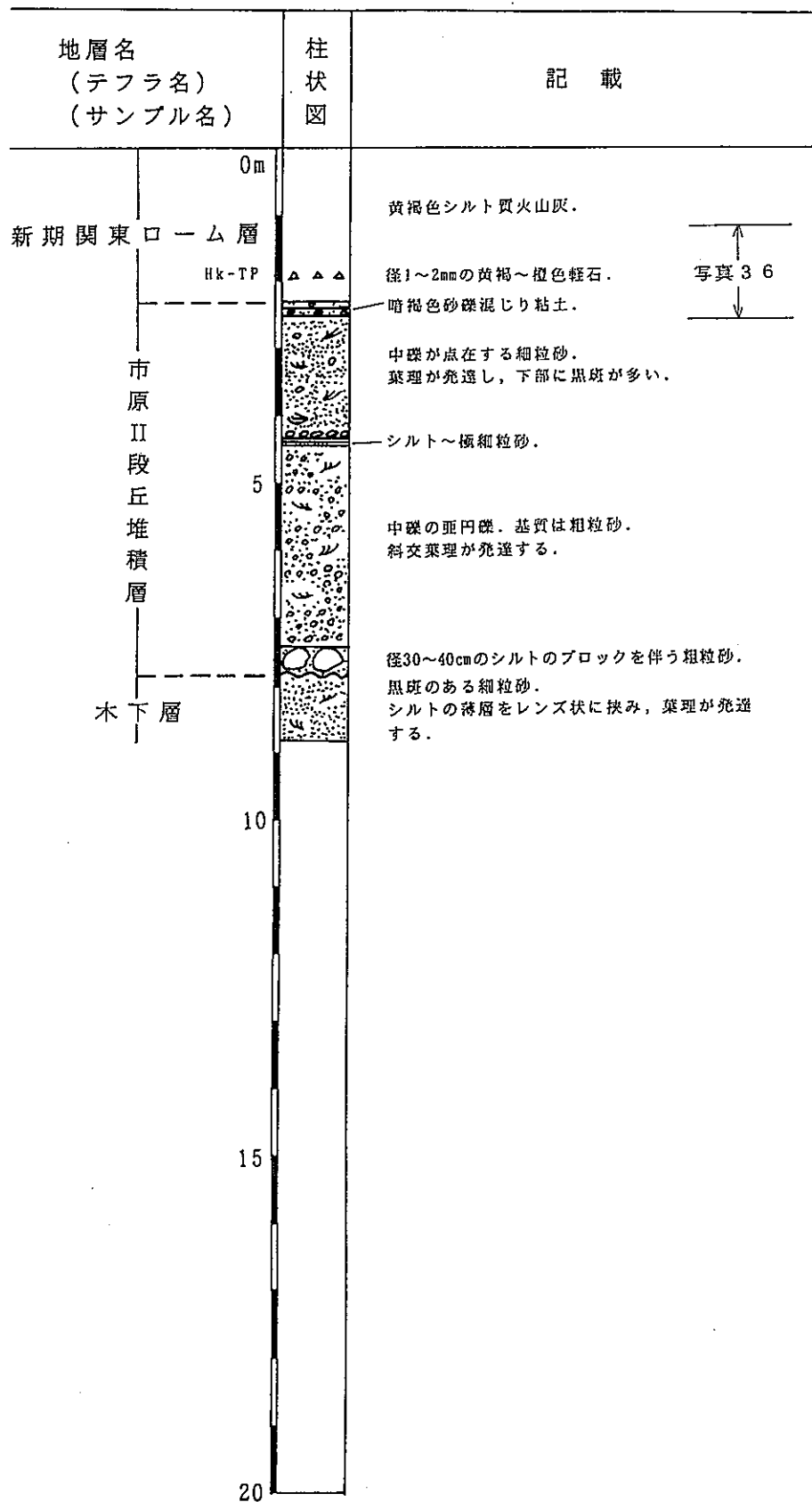


図 2. 1 - 2 2 Loc. 21の柱状図



新期関東
ローム層

△△△ Hk-TP

市原Ⅱ
段丘堆積層

木下層

写真35 木下層，市原Ⅱ段丘堆積層および 新期関東ローム層
木下層は細粒砂からなり，市原Ⅱ段丘堆積層に不整合に覆われる。
市原Ⅱ段丘堆積層は主として礫質層からなり，葉理を伴う。新期
関東ローム層は市原Ⅱ段丘堆積層を整合に覆う黄褐色シルト質火
山灰からなり，下部に径1～2mmの黄褐～橙色軽石(Hk-TP)を挟む。



新期関東
ローム層

Hk-TP △△△

市原Ⅱ
段丘堆積層

写真36 市原Ⅱ段丘堆積層を
覆う新期関東ローム層
市原Ⅱ段丘堆積層の最上部は暗
褐色の砂礫混じり粘土からなる。
それを整合に覆う新期関東ロー
ム層は黄褐色シルト質火山灰か
らなり，径1～2mmの黄褐～橙色
軽石(Hk-TP)を挟む。

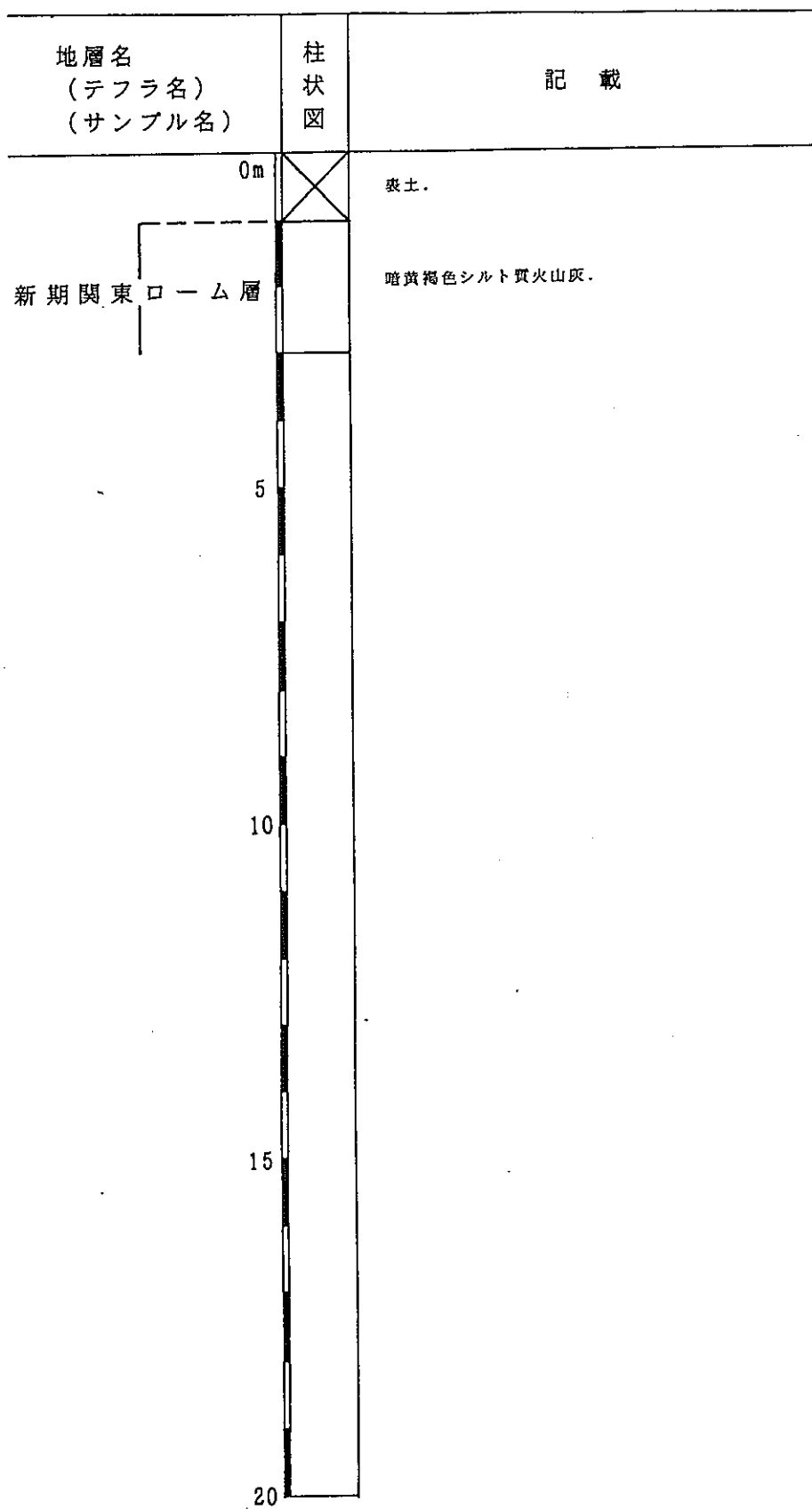


図 2 . 1 - 2 3 Loc. 22 の柱状図

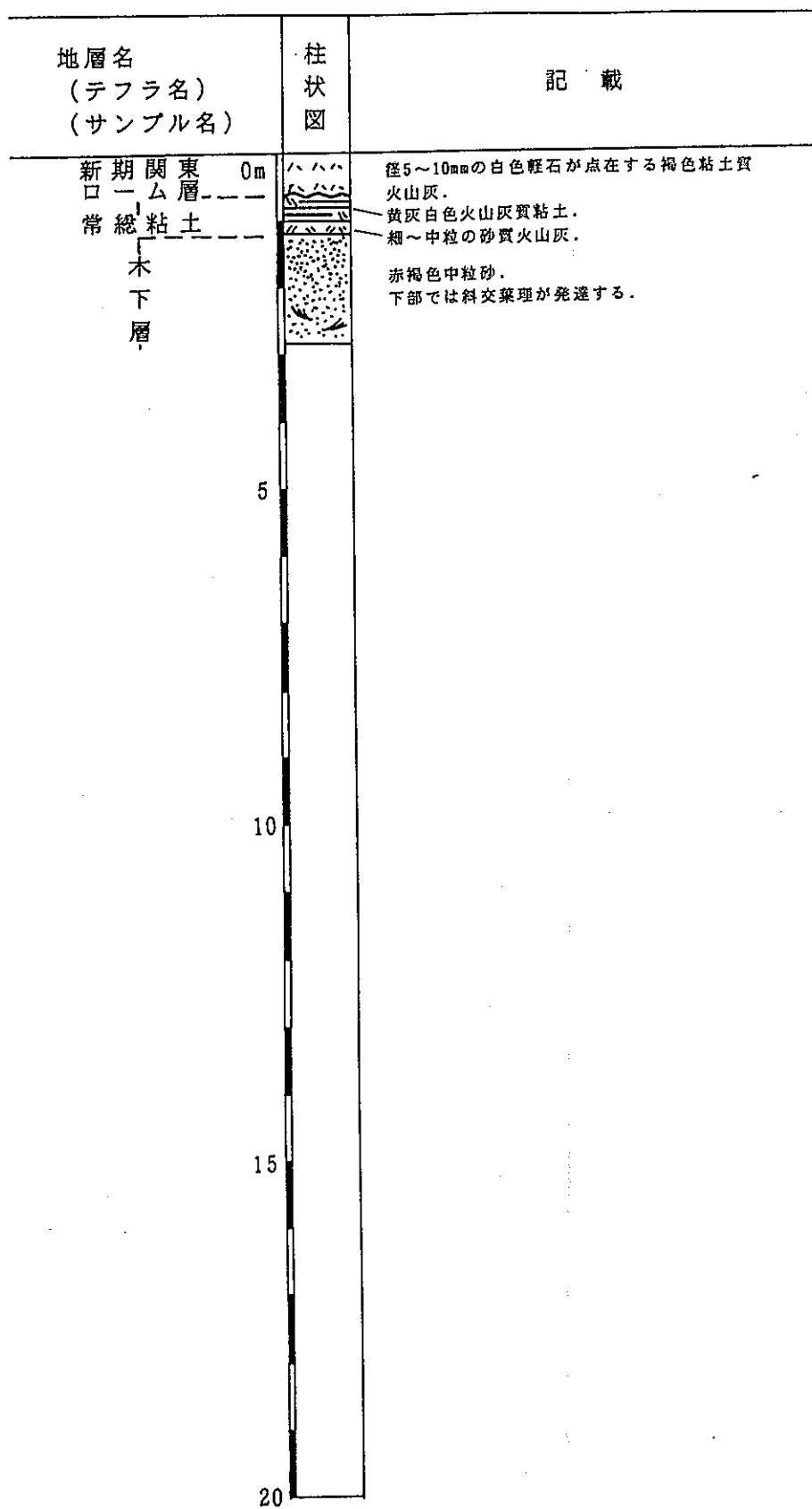


図 2. 1 - 2 4 Loc. 23の柱状図



常総粘土

木下層

写真 3 7 木下層および常総粘土

木下層は中粒砂層からなる。常総粘土は木下層を整合に覆う黄灰白色火山灰質粘土からなり、下部に砂質火山灰を挟む。

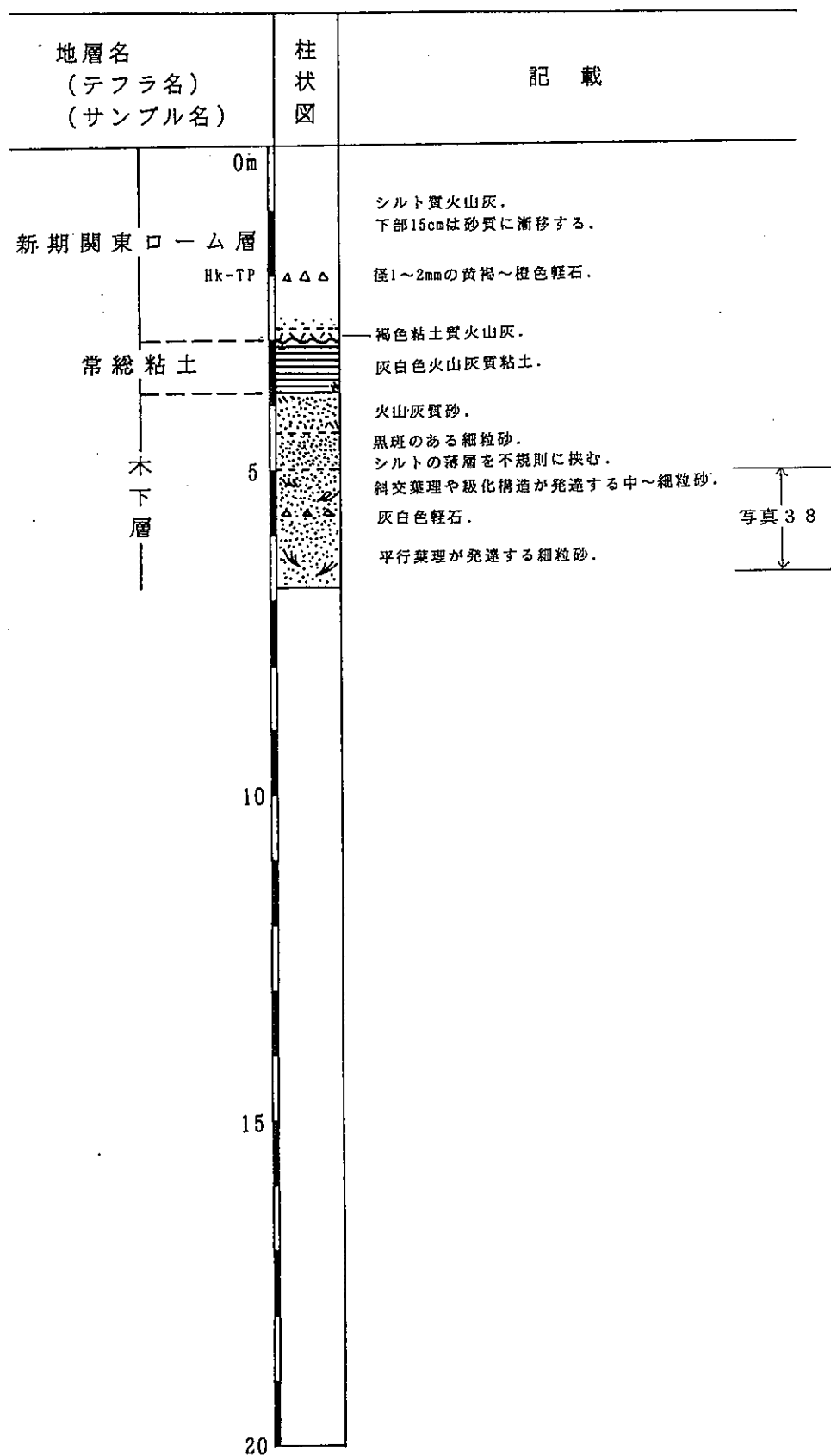


図 2. 1 - 2 5 Loc. 24の柱状図



写真 3 8 葉理の発達する木下層
砂層からなり下部では平行葉理，上部では
斜交葉理が発達する。

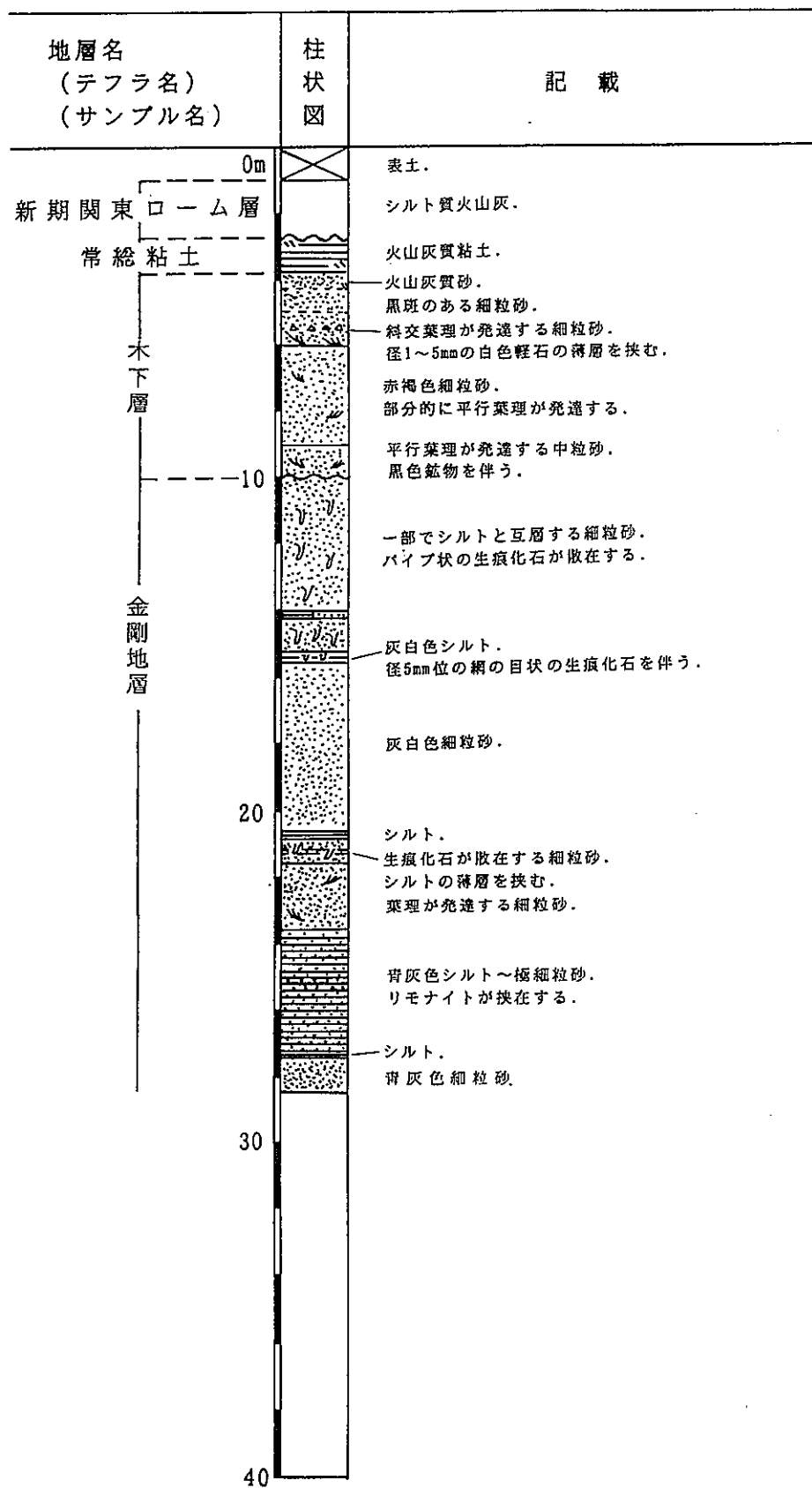


図 2. 1 - 2 6 Loc. 25の柱状図

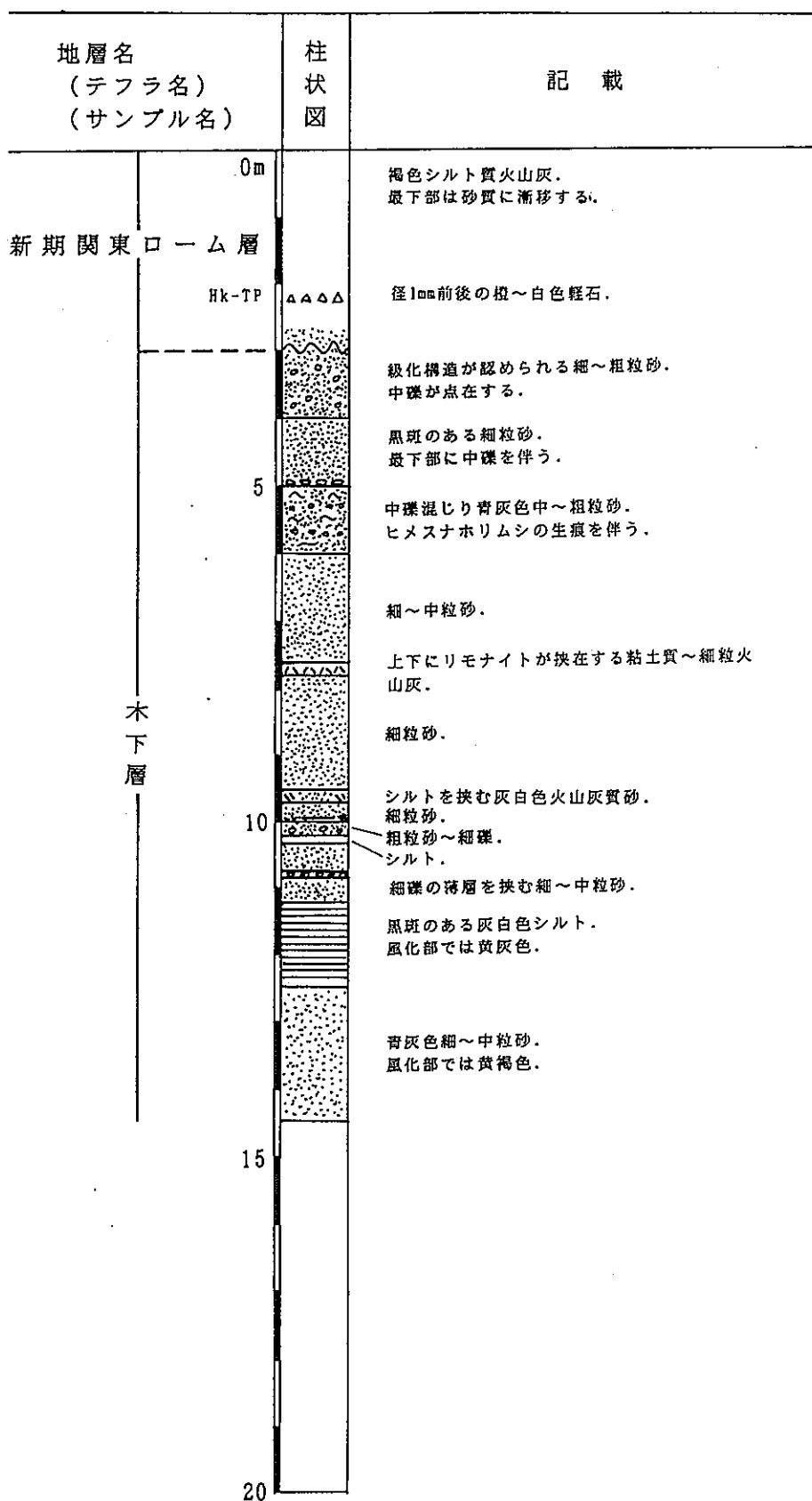


図 2. 1 - 2 7 Loc. 26の柱状図

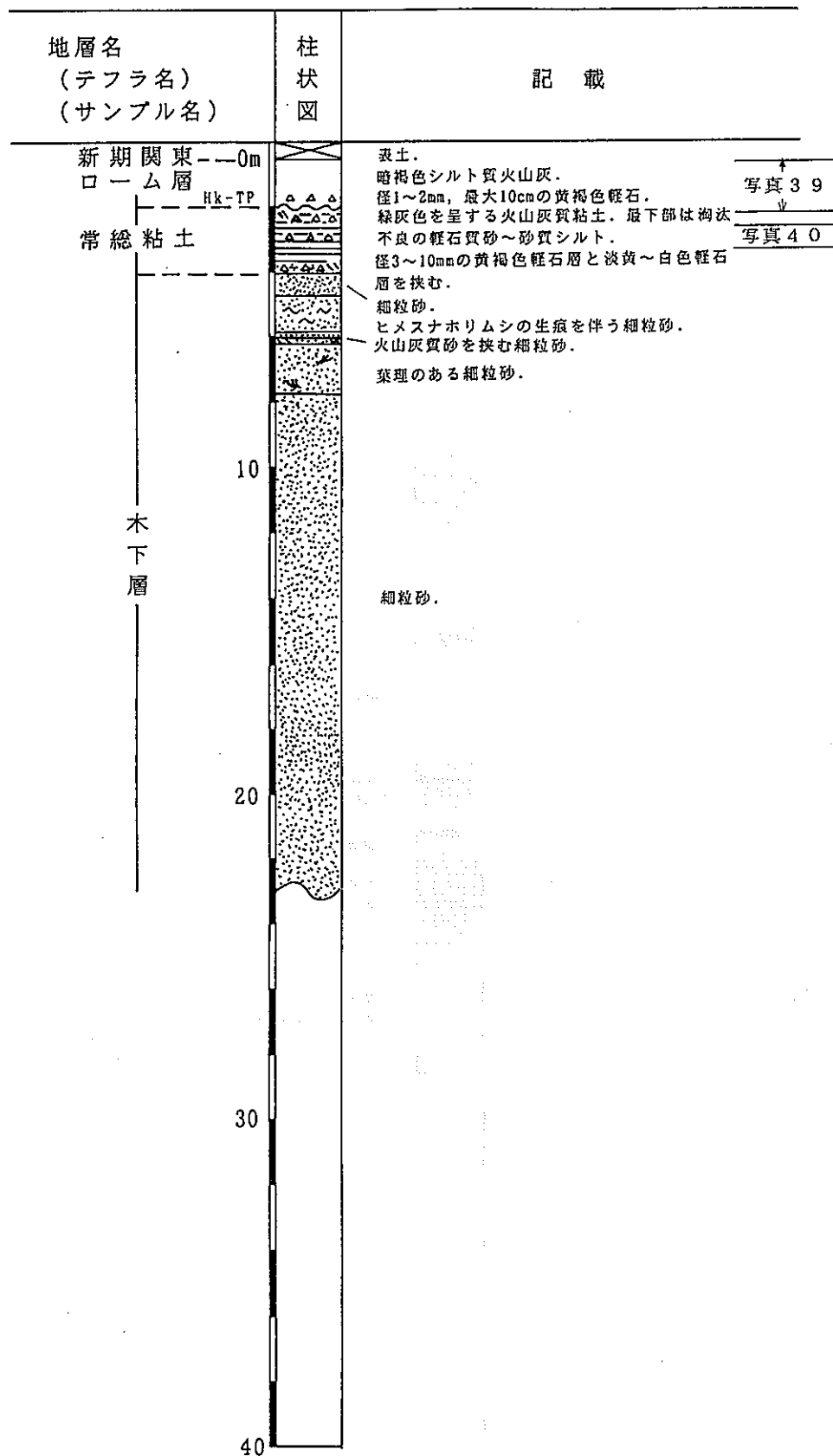


図 2. 1 - 2 8 Loc.27の柱状図

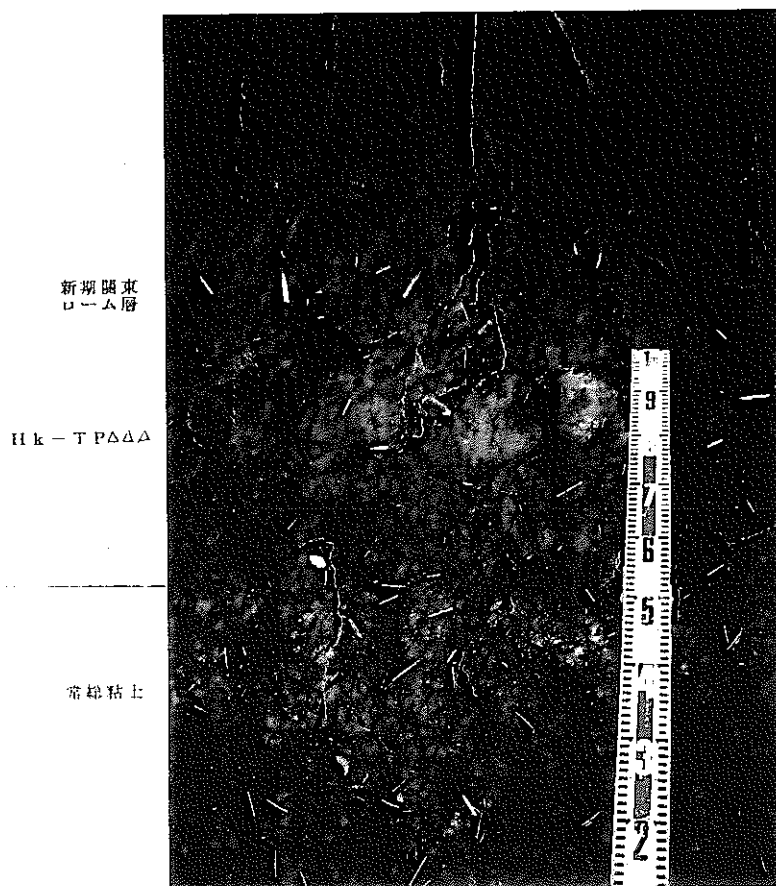


写真39 常総粘土と新期関東ローム層
常総粘土は緑灰色の火山灰質粘土層からなるが、最下部は淘汰不良の軽石質砂～砂質シルト層からなる。中部に径3～10mmの淡黄～白色軽石、上部に径3～10mmの黄褐色軽石の薄層を挟む。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆う暗褐色シルト質火山灰からなり、下部に径1～2mm、最大10cmの黄褐色軽石層を挟む。

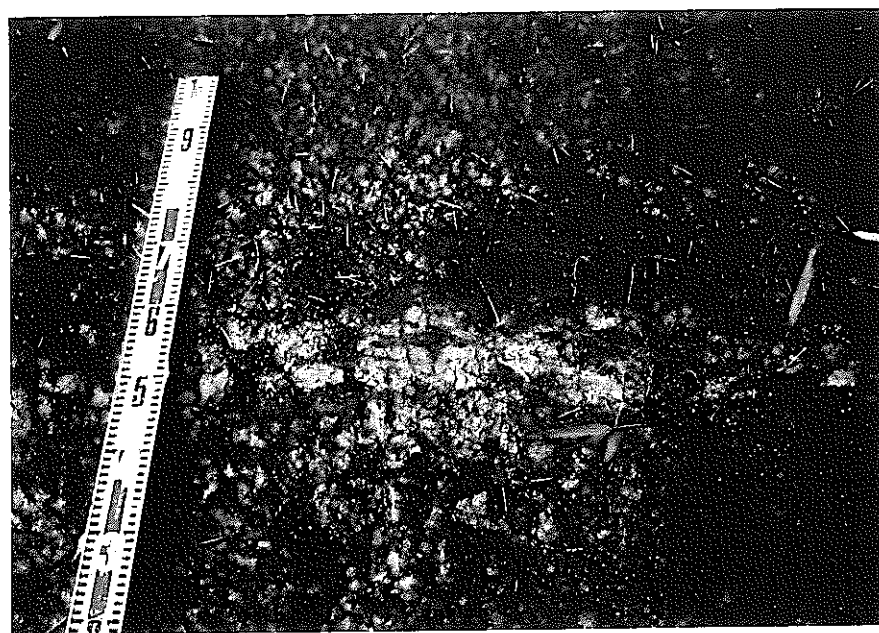


写真40 常総粘土中の軽石層
緑灰色の常総粘土の中部に径3～10mmのやや粘土化した黄褐色軽石層が挟在する。Hk-OPに相当する可能性もあるが、対応関係は不明である。

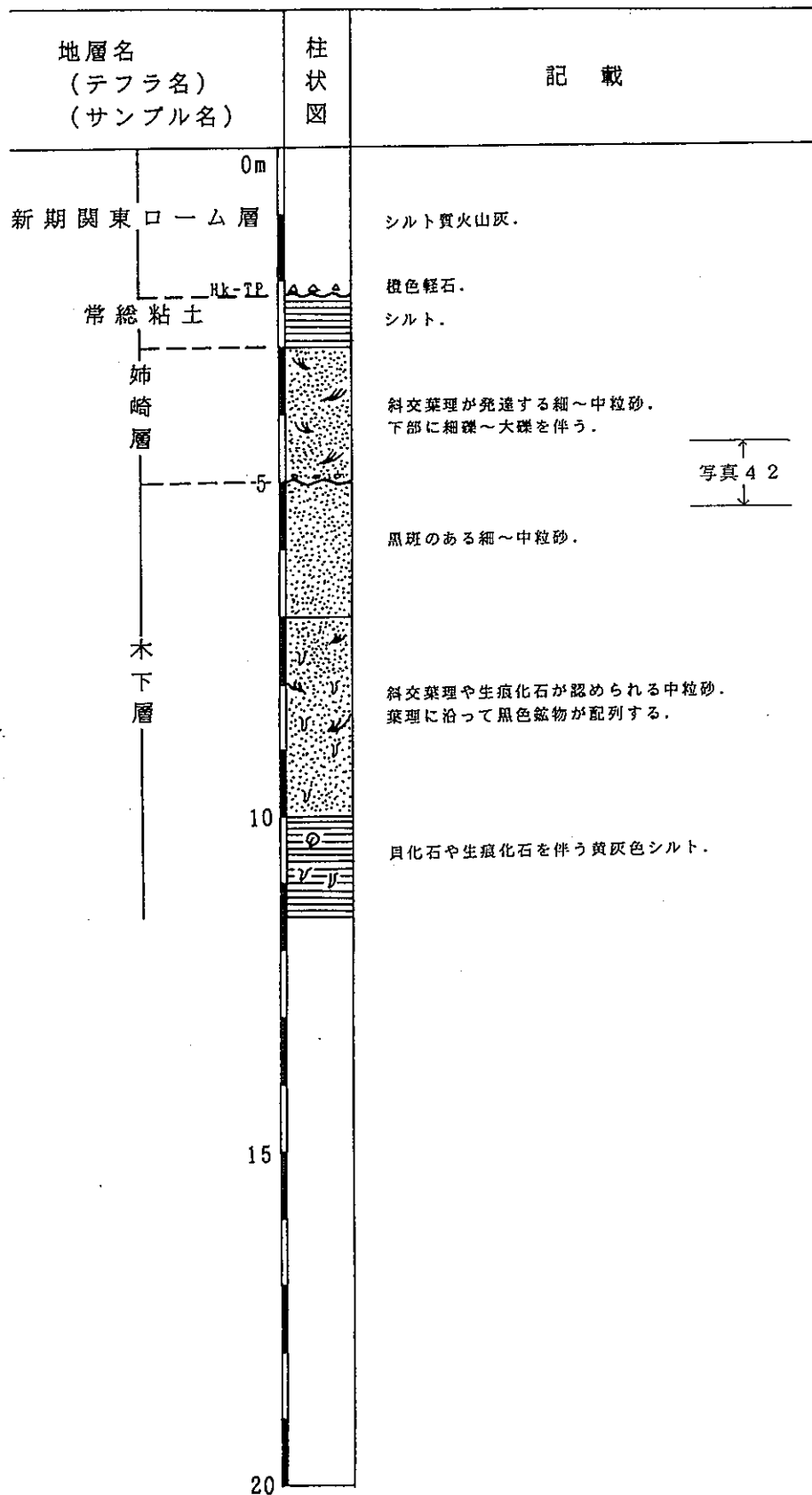


図 2. 1 - 2 9 Loc. 28 の柱状図



写真4 1 露頭全景写真

木下層，姉崎層，常総粘土および新期関東ローム層からなる。
木下層は主として砂層からなり，斜交葉理や生痕化石を伴うが，
下部は貝化石や生痕化石を伴う黄灰色シルト層からなる。姉崎層
は木下層を不整合に覆う細～中粒砂層からなり，斜交葉理が発達
する。常総粘土は姉崎層を整合に覆うシルト層からなる。新期関
東ローム層は常総粘土を不整合に覆うシルト質火山灰からなり，
下部に橙色怪石 (Hk-TP) を挟む。

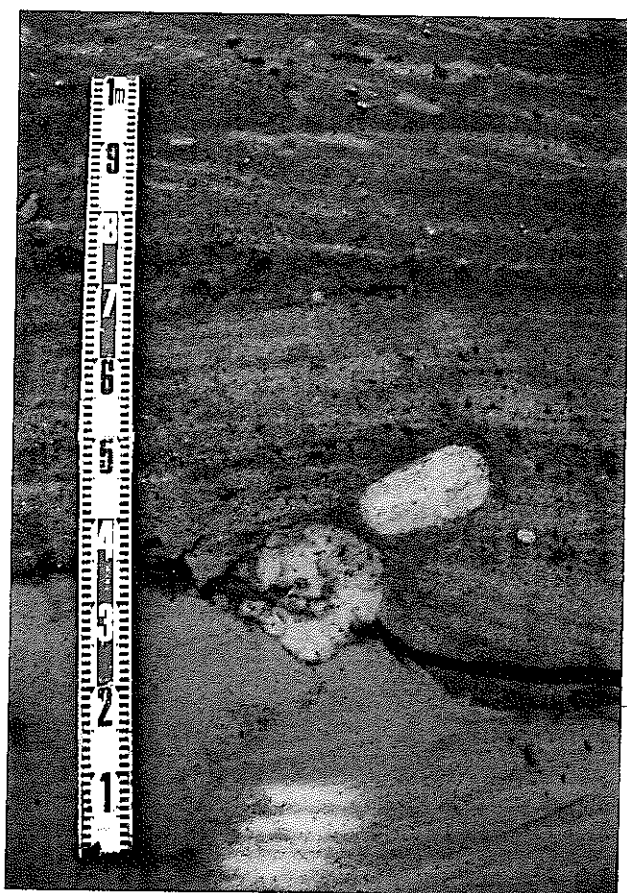


写真4 2 木下層を不整合に覆う姉崎層

細～中粒砂からなる木下層を削り込んで，細～大礫を含む細～中粒砂からなり，斜交葉理が発達する姉崎層が覆う。写真中央の大礫はシルトからなる円礫である。

姉崎層

木下層

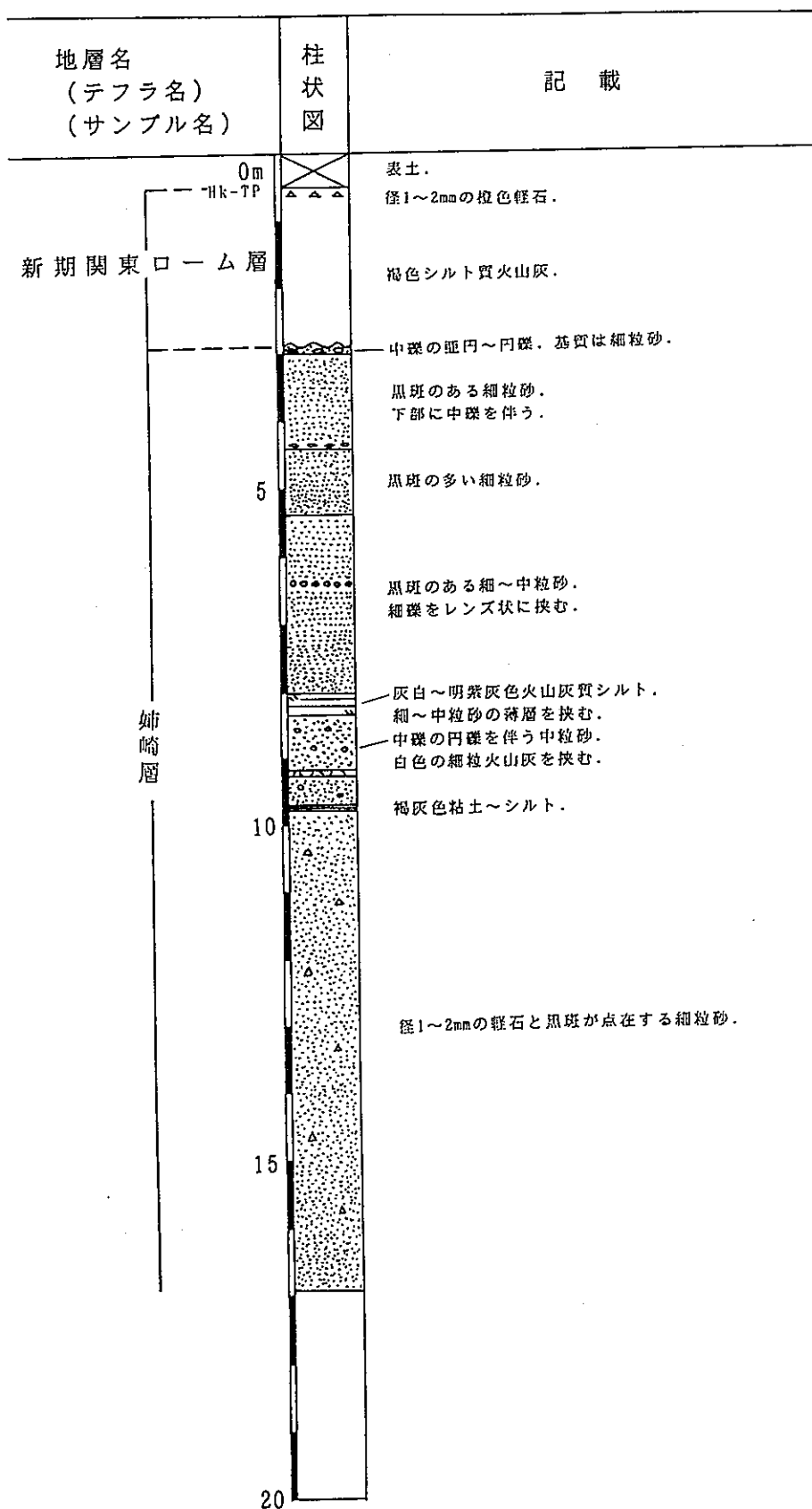


図 2. 1 - 3 0 Loc. 29の柱状図

新期関東ローム層

Hk-TP△△△

姉崎層



写真43 露頭全景写真

姉崎層と新期関東ローム層からなる。

姉崎層は主として砂層からなり、礫やシルトの薄層をレンズ状に挟む。新期関東ローム層は姉崎層を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、上部に径1～2mmの橙色怪石(Hk-TP)を伴う。

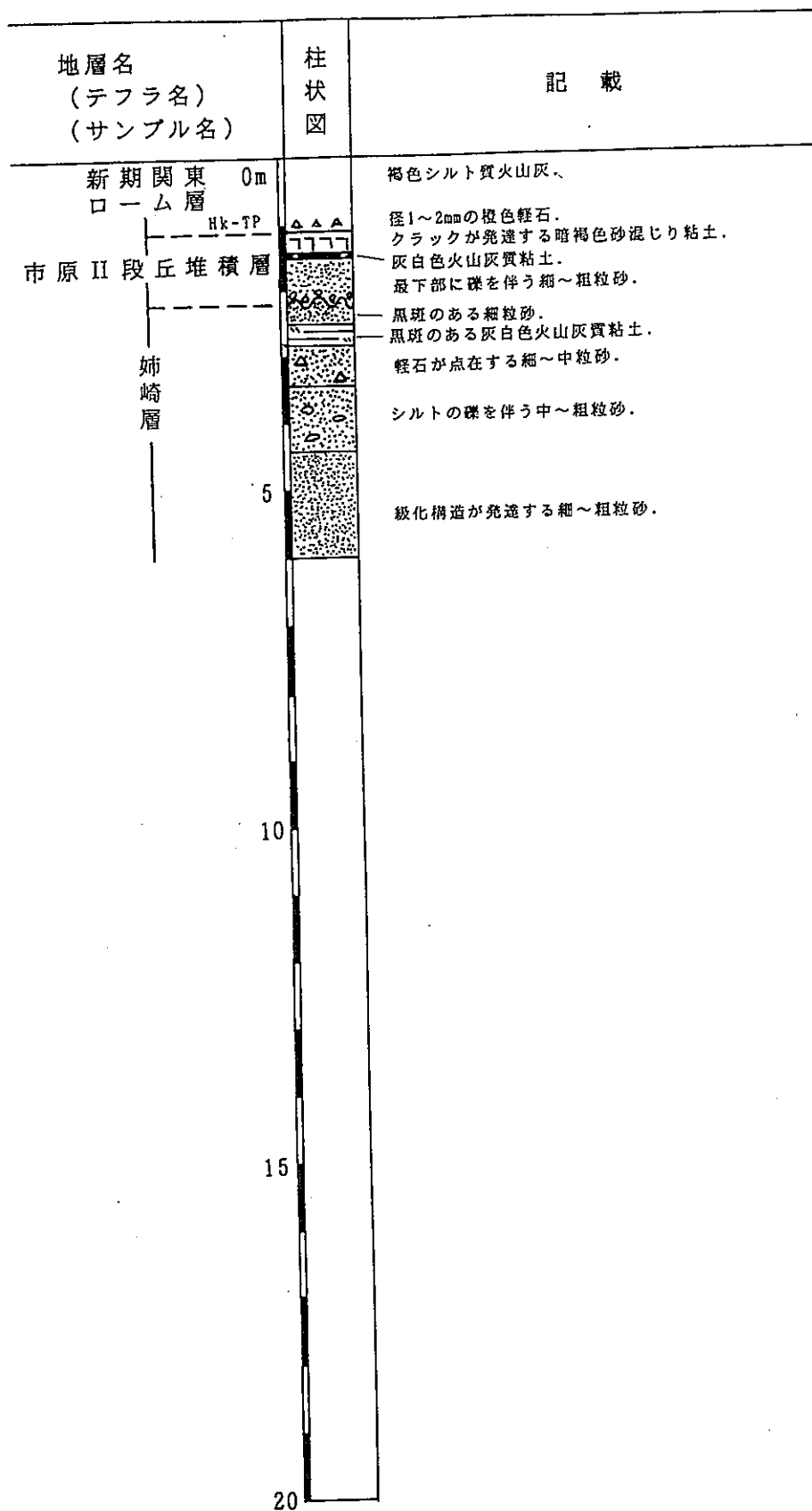


図 2. 1 - 3 1 Loc. 30 の柱状図



写真44 露頭全景写真

姉崎層，市原Ⅱ段丘堆積層および新期関東ローム層からなる。姉崎層は主として砂層からなり，火山灰質粘土層を上部に挟む。市原Ⅱ段丘堆積層は主として砂層からなり，姉崎層を不整合に覆う。上部に灰白色火山灰質粘土層を伴い，最上部にはクラックが発達する暗褐色砂混じり粘土を伴う。新期関東ローム層は市原Ⅱ段丘堆積層を整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり，下部に径1～2mmの橙色軽石(Hk-TP)を挟む。

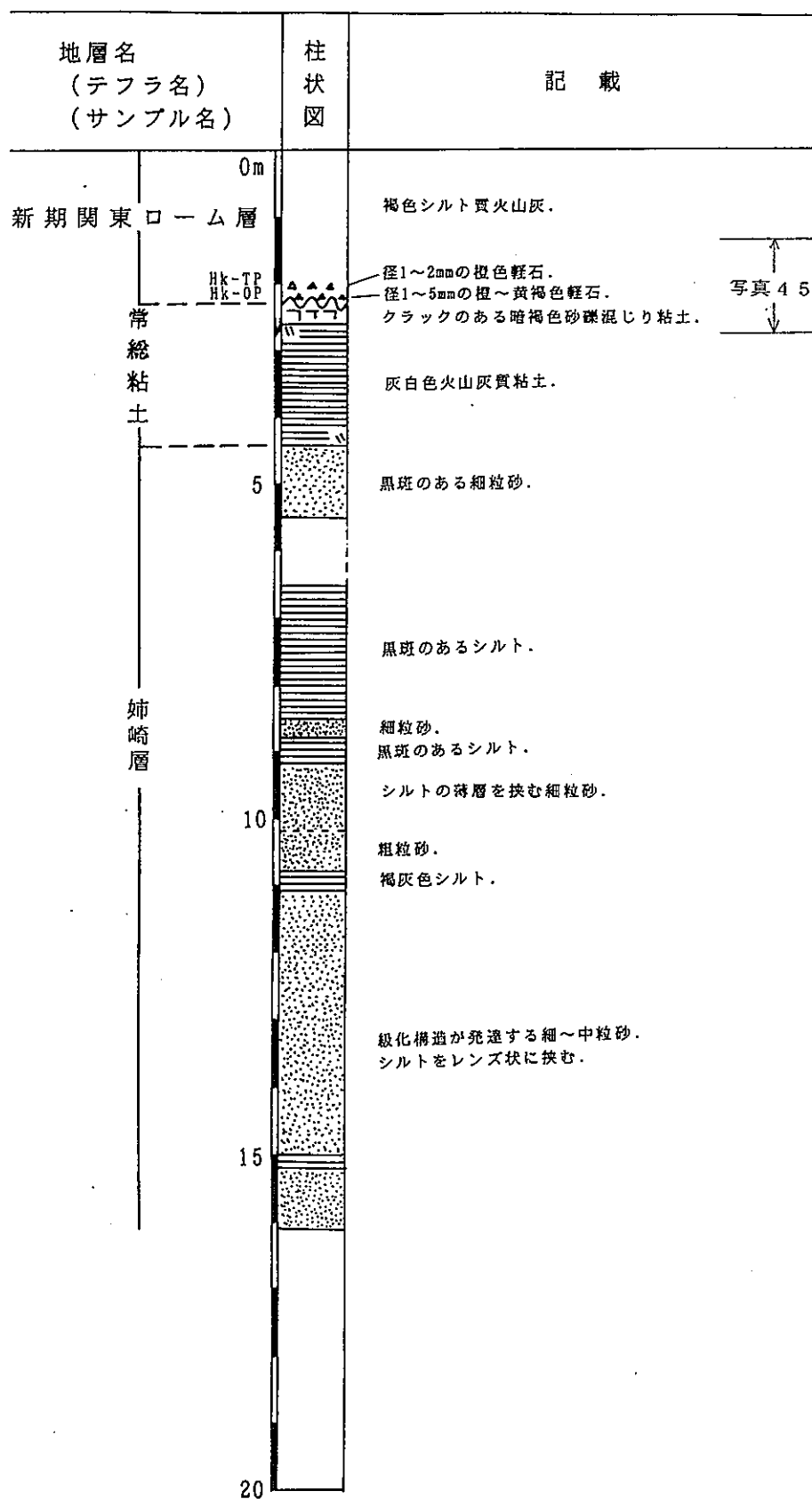


図 2 . 1 - 3 2 Loc. 31 の柱状図

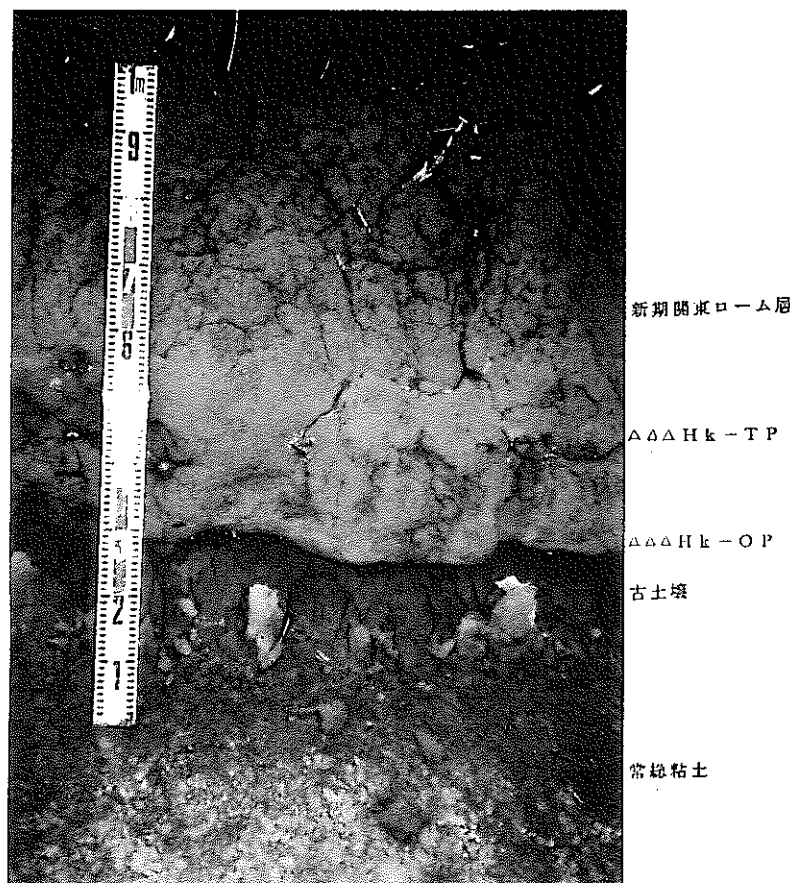


写真45 常総粘土および新期関東ローム層

常総粘土は灰白色火山灰質粘土層からなり、上部には古土壌と思われるクラックの発達した暗褐色砂礫混じり粘土層を伴う。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、下部に径1～5mmの橙～黄褐色軽石(Hk-OP)と径1～2mmの橙色軽石(Hk-TP)を挟む。

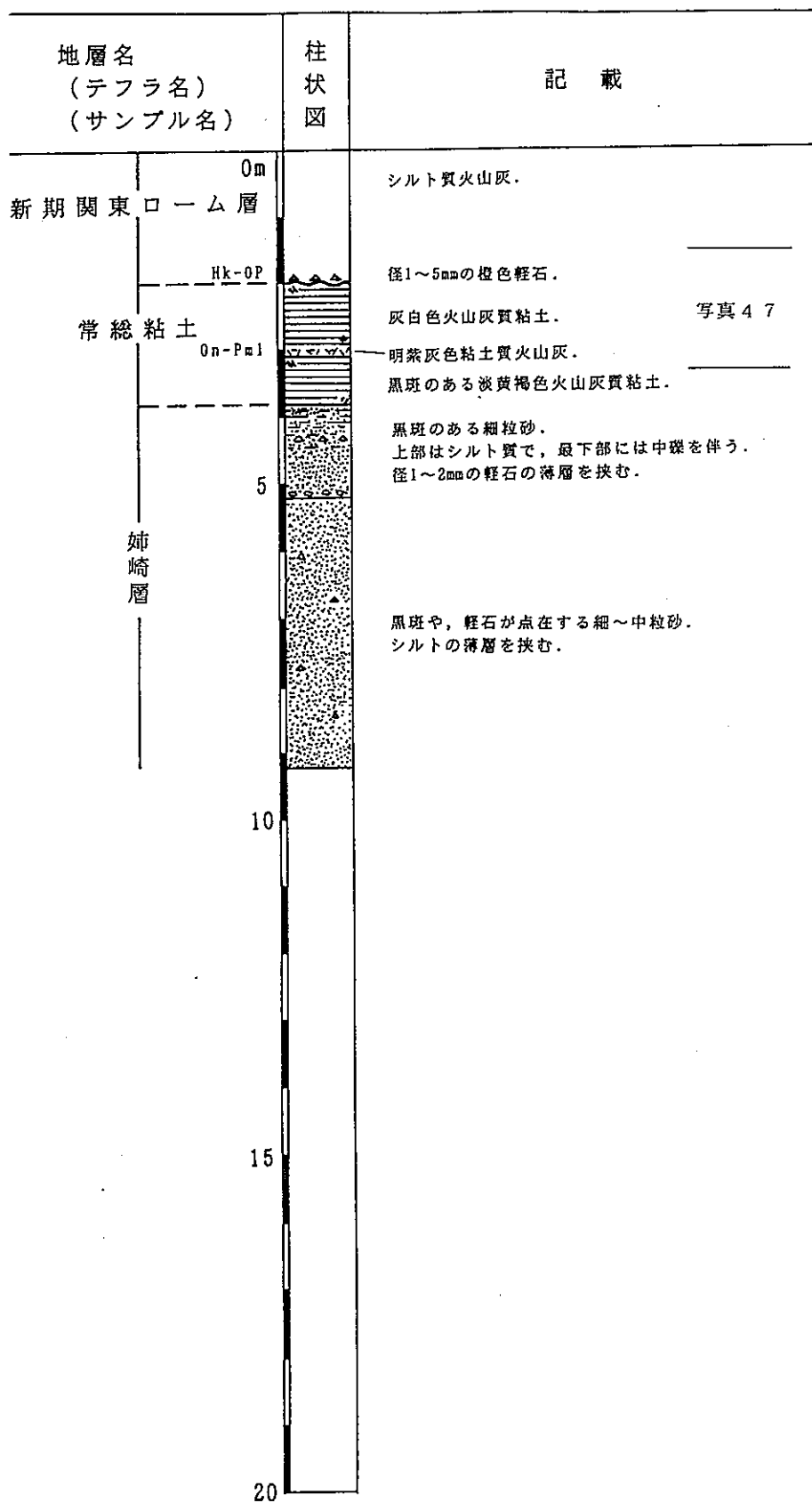


図 2. 1 - 3 3 Loc. 32の柱状図



新期関東ローム層

△△△ Hk-OP

常総粘土

△△△ On-Pm1

姉崎層

写真46 露頭全景写真

姉崎層、常総粘土および新期関東ローム層からなる。

姉崎層は細～中粒砂からなるが、最上部はややシルト質である。

常総粘土は姉崎層を整合に覆う、淡黄褐～灰白色火山灰質粘土からなり、中部に明紫灰色粘土質火山灰(On-Pm1)の薄層を挟む。新期関東ローム層は常総粘土を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、下部に径1～5mmの橙色軽石(Hk-OP)を挟む。

新期関東ローム層

Hk-OP △△△

常総粘土

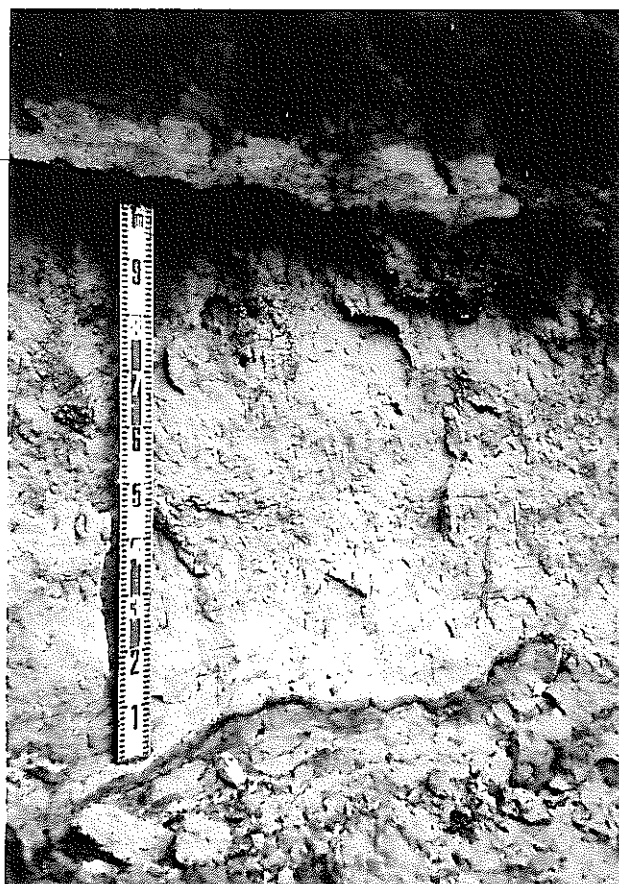


写真47 常総粘土中の御岳第一軽石(On-Pm1)および新期関東ローム層中の小原台軽石(Hk-OP) 御岳第一軽石(On-Pm1)は淡黄褐～灰白色粘土からなる常総粘土に挟在し、粘土化した明紫灰色の軽石からなる。小原台軽石(Hk-OP)は常総粘土を不整合に覆う新期関東ローム層の最下部に挟在し、径1～5mmの橙色軽石からなる。

△△△ On-Pm1

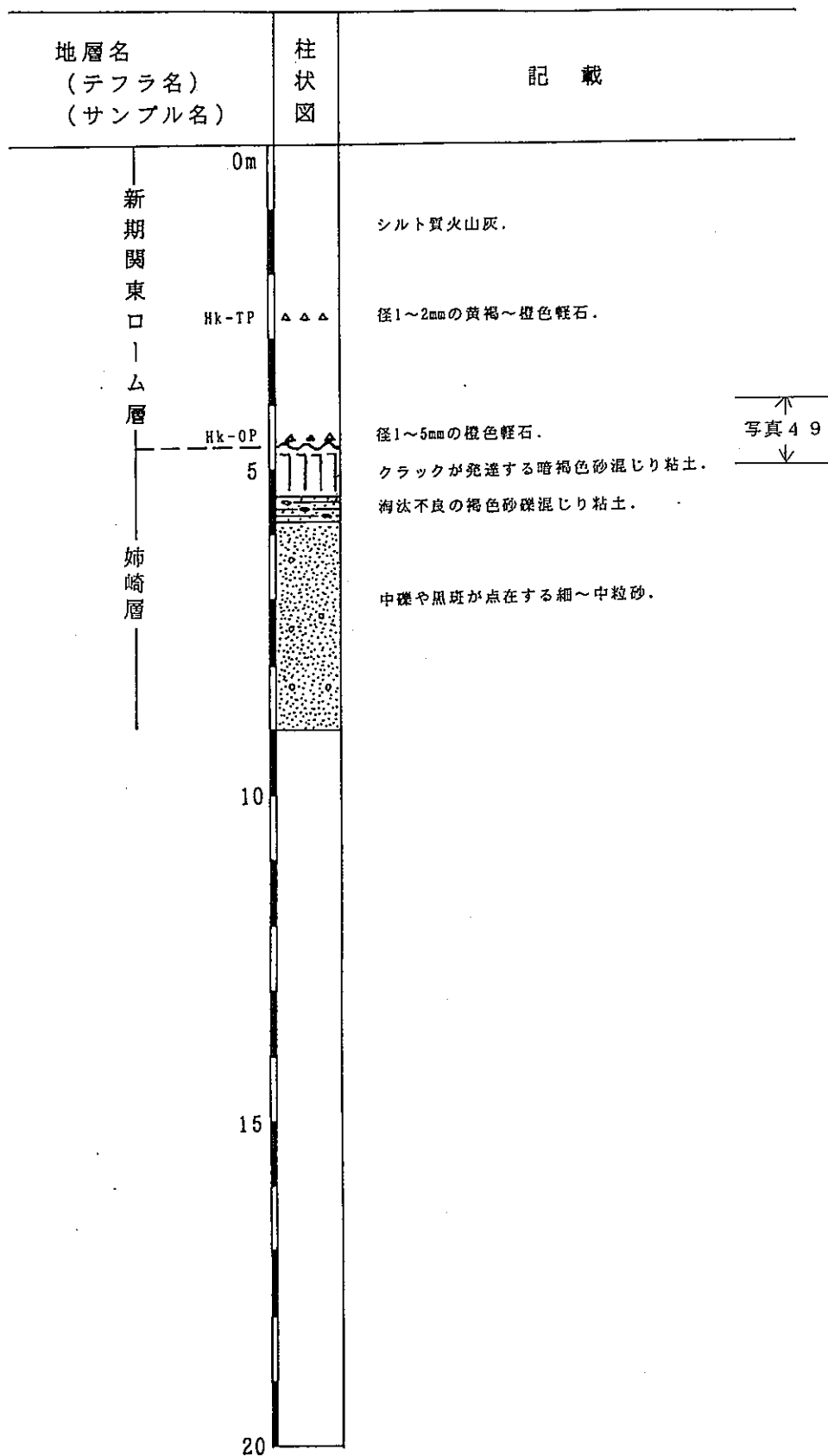
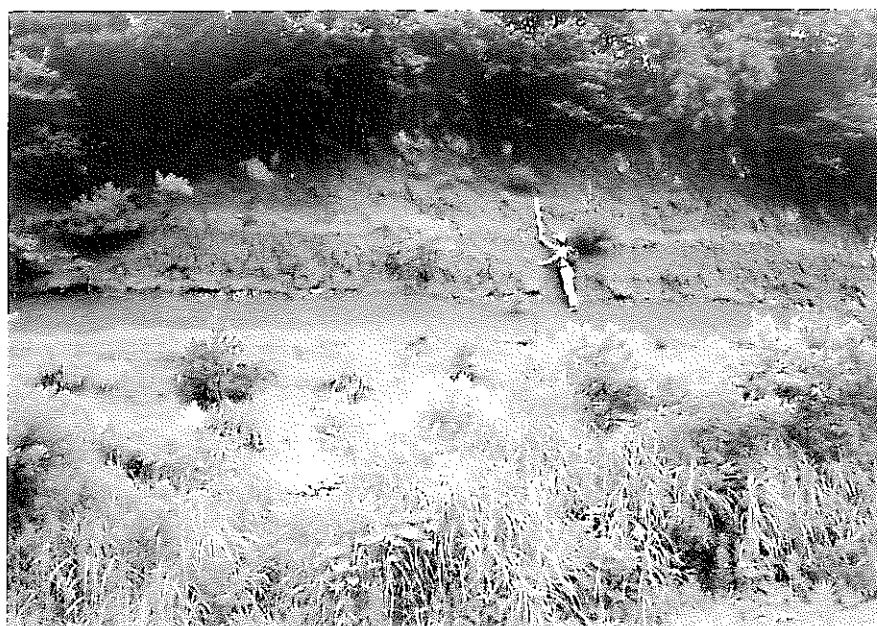


図 2. 1 - 3 4 Loc. 33の柱状図



新期関東ローム層

△△△ Hk-TP

△△△ Hk-OP

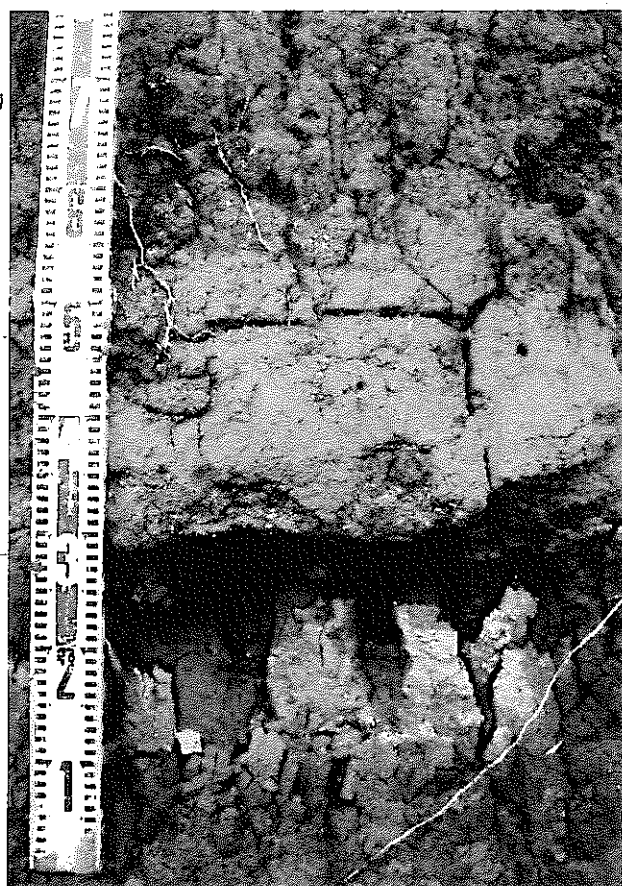
古土壌

姉崎層

写真48 露頭全景写真

姉崎層および新期関東ローム層からなる。

姉崎層は細～中粒砂層からなるが、上部はクラックが発達する暗褐色砂混じり粘土からなる。新期関東ローム層は姉崎層を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり、最下部に径1～5mmの橙色軽石(Hk-OP)、中部に径1～2mmの黄褐～橙色軽石(Hk-TP)をそれぞれ挟む。



新期関東ローム層

Hk-OP

古土壌

写真49 木下層と新期関東ローム層

木下層の最上部は暗褐色砂混じり粘土からなり、クラックを多数伴う。それを不整合に褐色シルト質火山灰からなる新期関東ローム層が覆う。新期関東ローム層の最下部には径1～5mmの橙色軽石(Hk-OP)が挟在する。

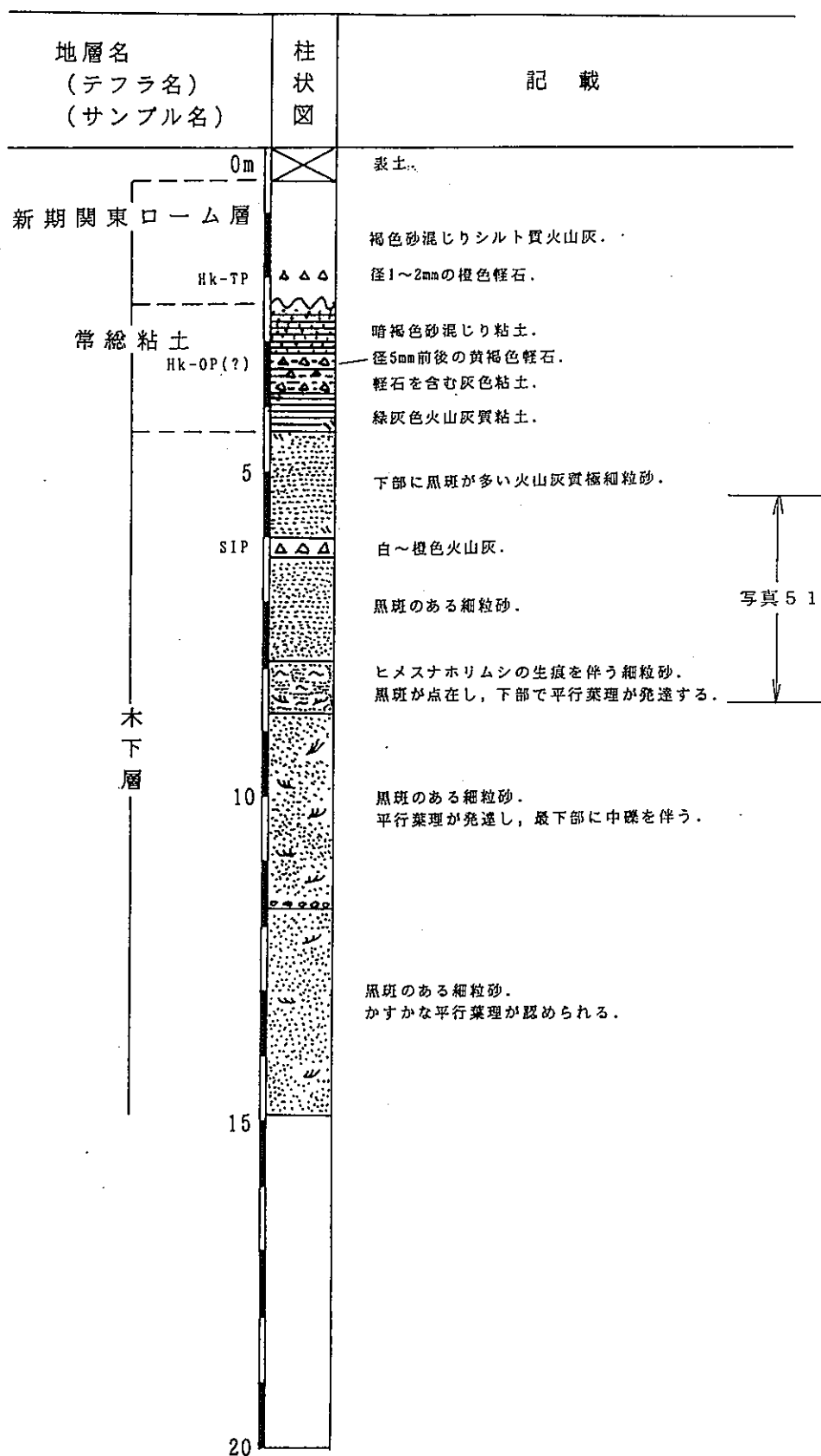


図 2. 1 - 3 5 Loc. 34 の柱状図

SIP

ヒメスナホリムシ

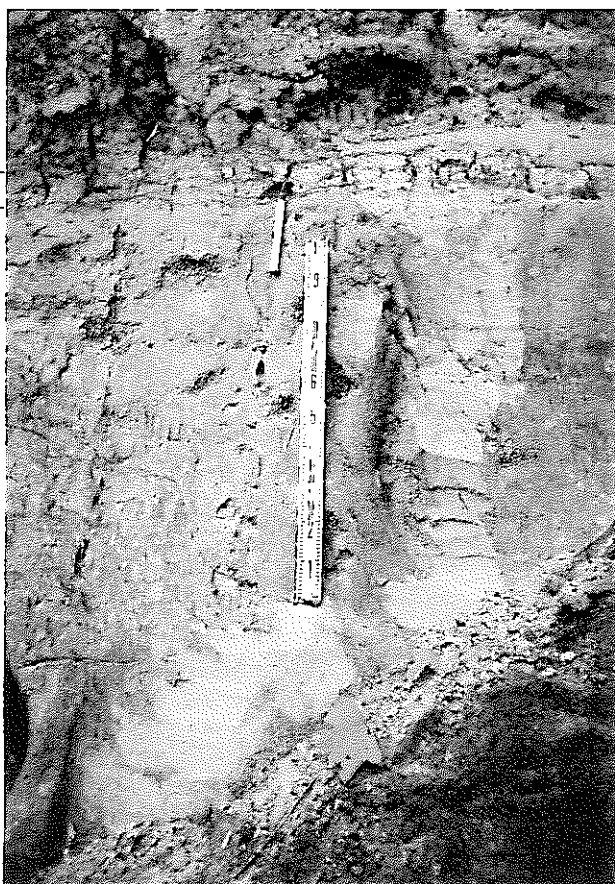


写真50 木下層中の三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)とヒメスナホリムシの生痕化石
砂層からなる木下層の上部には径2mm前後の白斑模様を呈するヒメスナホリムシ(潮間帯に生息)の生痕化石が認められる。また、その上位に白～橙色の火山灰と黄褐色軽石の互層からなる三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)が挟在する。

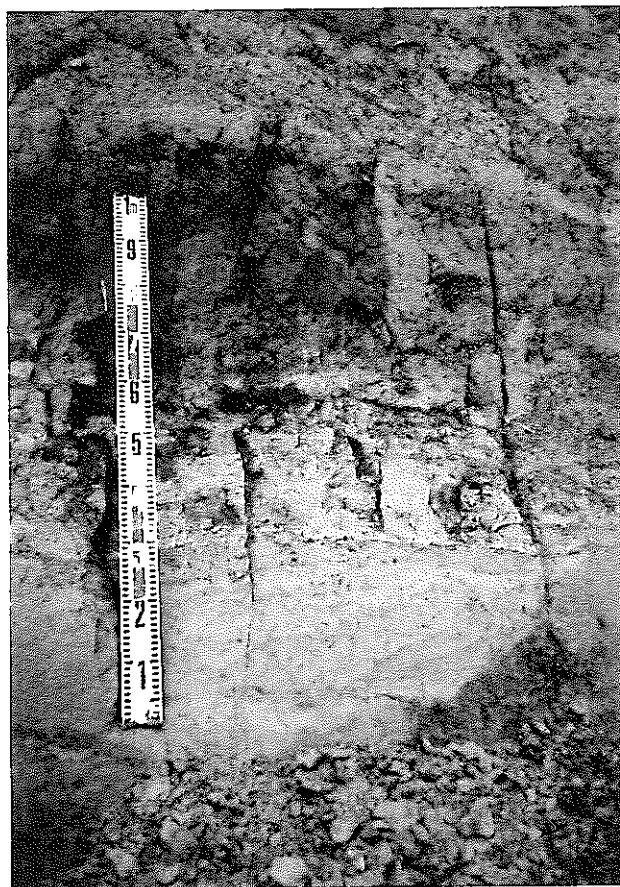


写真51 木下層中の三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)
砂層からなる木下層の上部に白～橙色火山灰と黄褐色軽石の互層からなる三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)が挟在する。

SIP

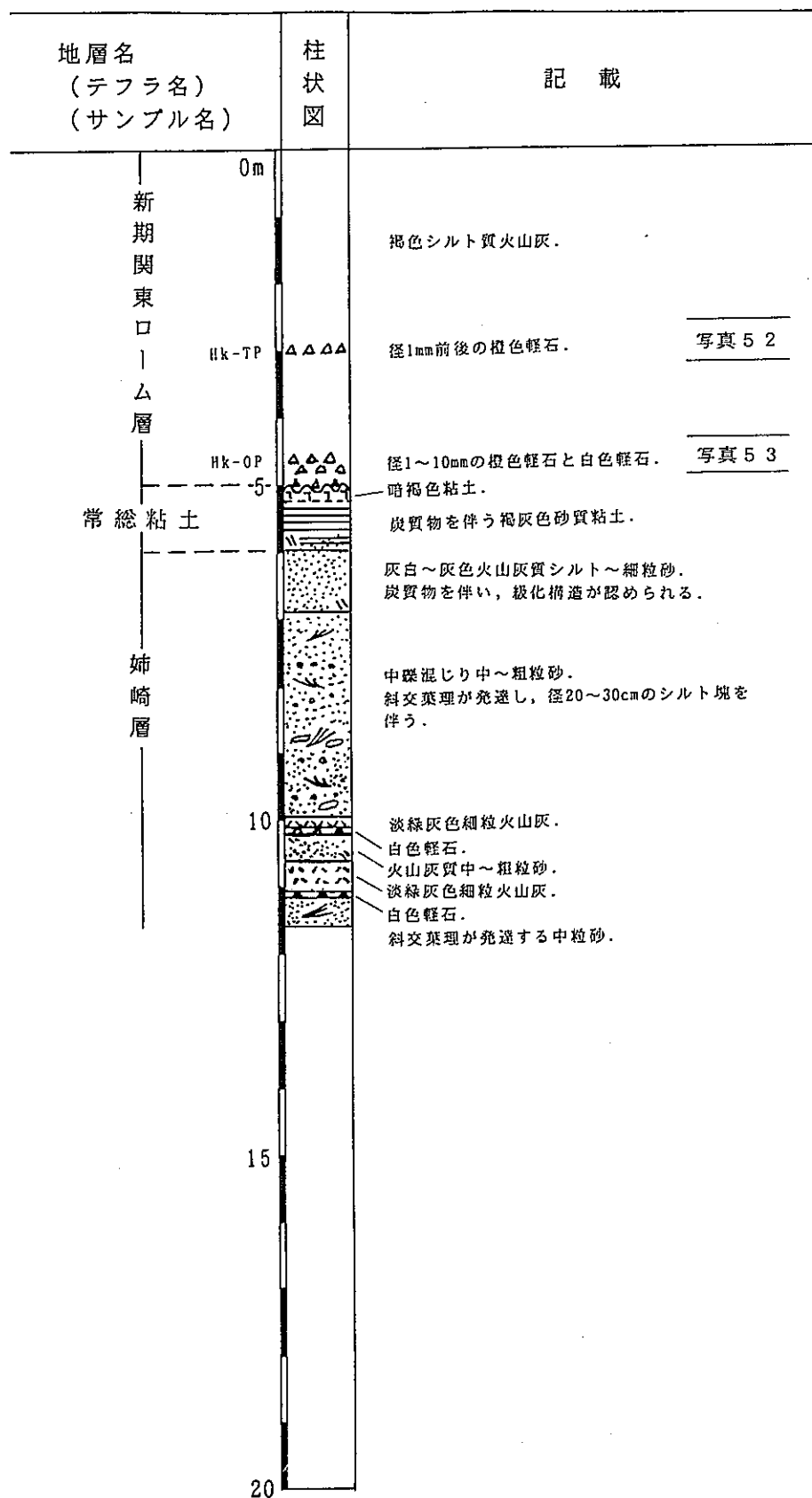


図 2. 1 - 3 6 Loc. 35の柱状図

Hk-TP ▲▲▲

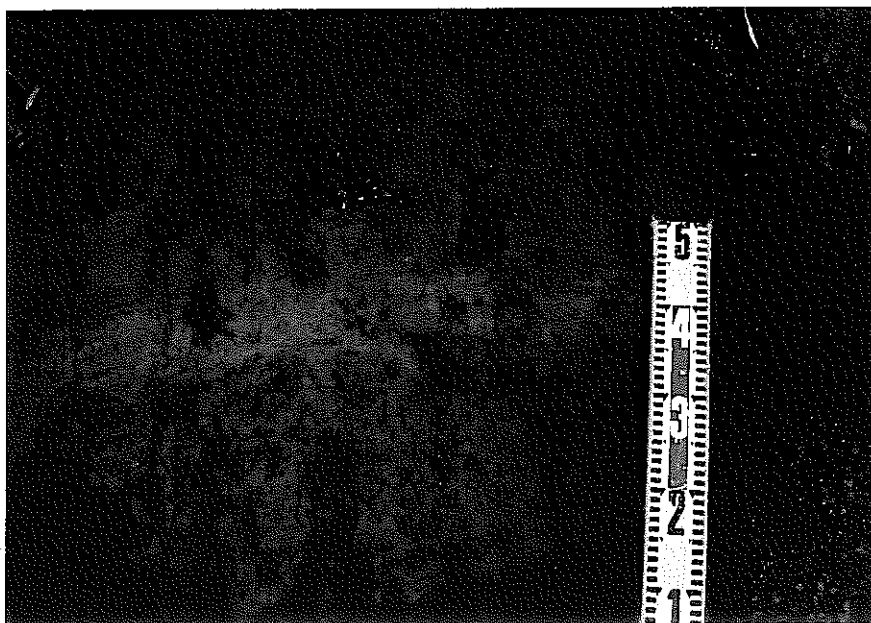


写真52 新期関東ローム層中の東京軽石(Hk-TP)
東京軽石(Hk-TP)は径1mmの橙色軽石からなり、褐色シルト質火山灰層中にレンズ状に挟在する。

Hk-OP

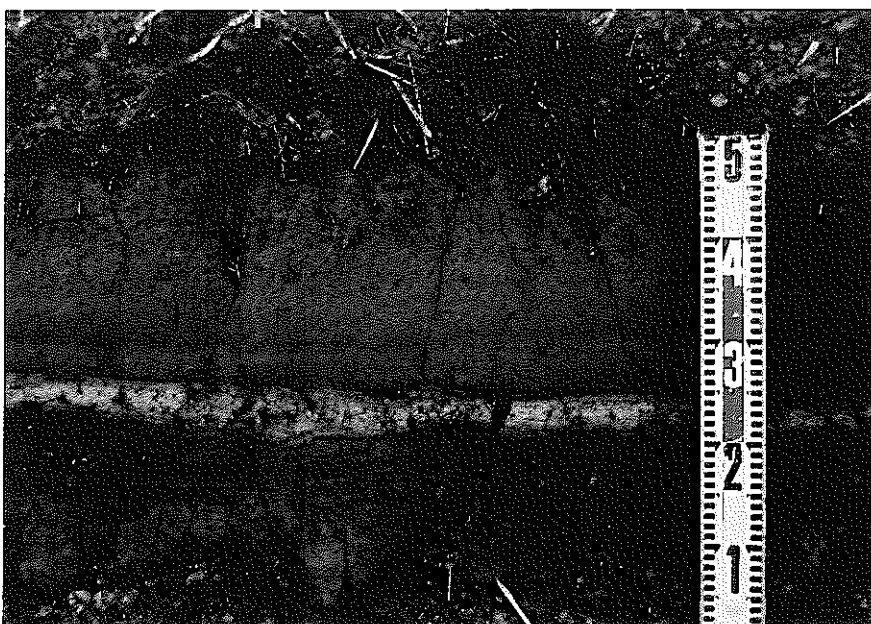


写真53 新期関東ローム層最下部の小原台軽石(Hk-OP)
小原台軽石(Hk-OP)は径1~10mmの粘土化した橙色軽石からなり、厚さは約25cmで、褐色シルト質火山灰層の最下部に挟在する。

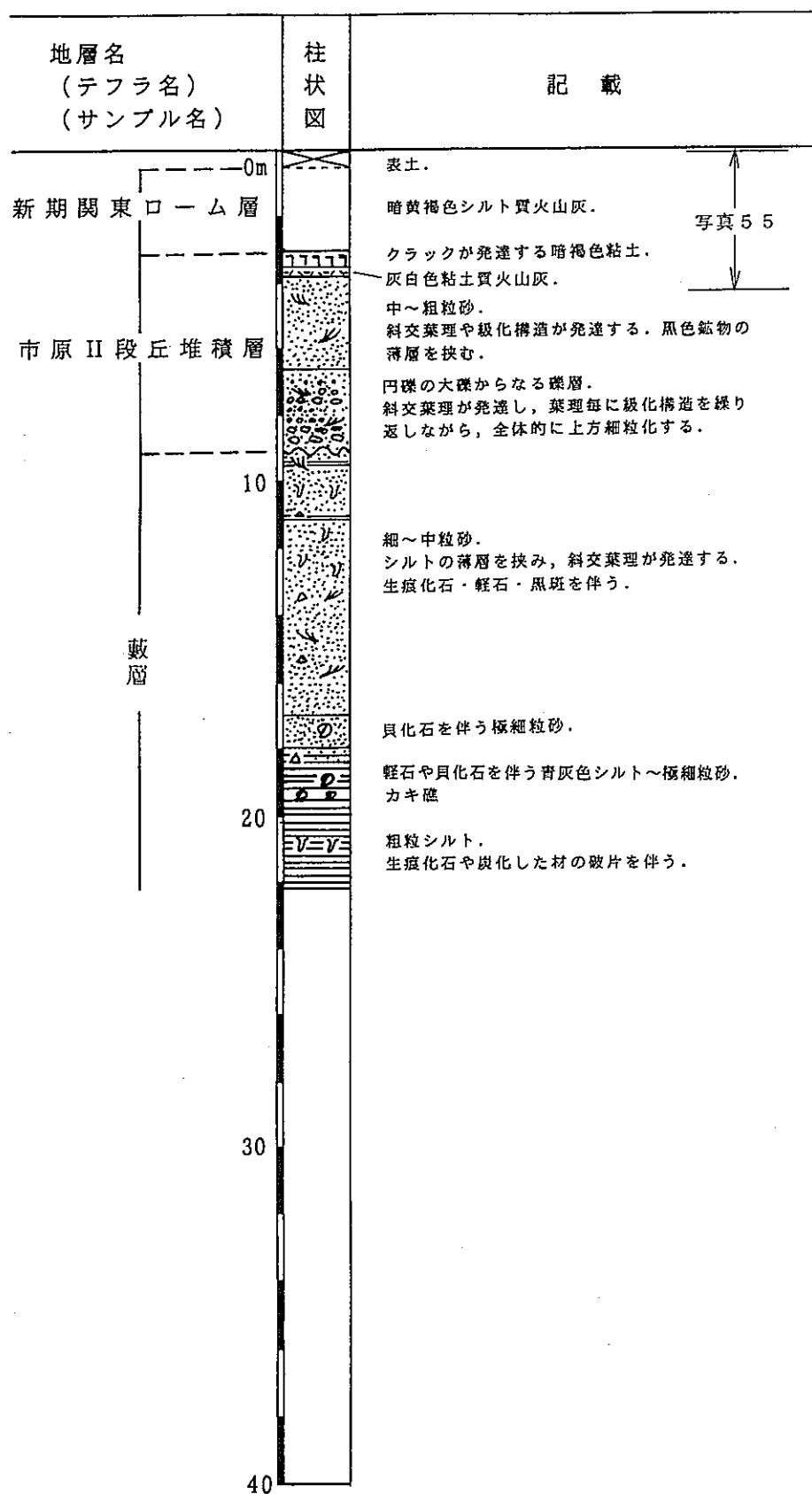


図 2. 1 - 3 7 Loc. 36の柱状図

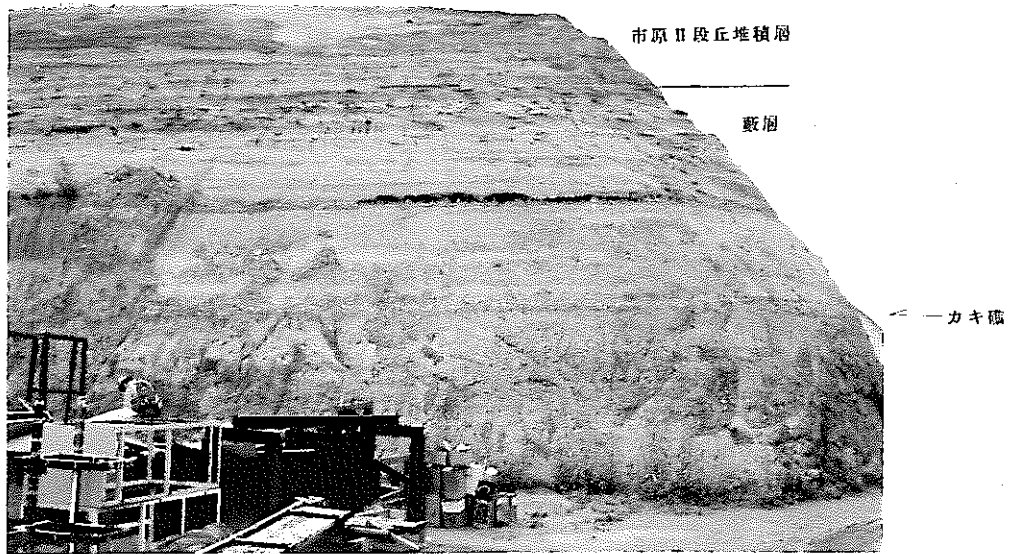


写真54 藪層と市原Ⅱ段丘堆積層

藪層は主として砂層からなるが、下部ではシルト層からなる。シルト層中には貧弱なカキ礫が挟在する。市原Ⅱ段丘堆積層は下部は礫層、上部は砂層からなり、藪層を不整合に覆う。なお、市原Ⅱ段丘堆積層の上面が水平なのは人工改変によるものである。

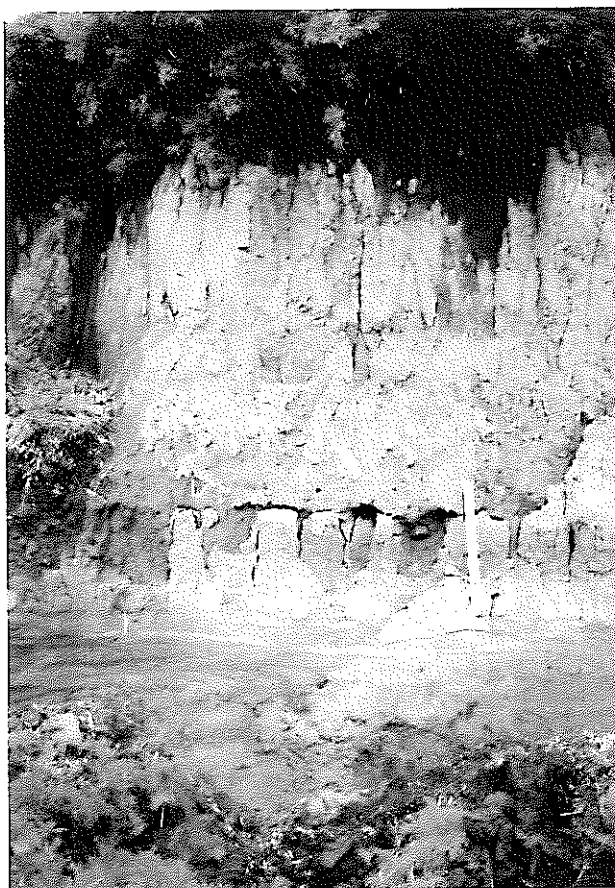


写真55 市原Ⅱ段丘堆積層と新期関東ローム層

市原Ⅱ段丘堆積層は礫層と砂層からなり、最上部にはクラックが発達する暗褐色粘土を伴う。新期関東ローム層は暗褐色シルト質火山灰からなり、市原Ⅱ段丘堆積層を整合で覆う。

新期
関東
ローム
層

古土壌

市原
Ⅱ段
丘堆
積層

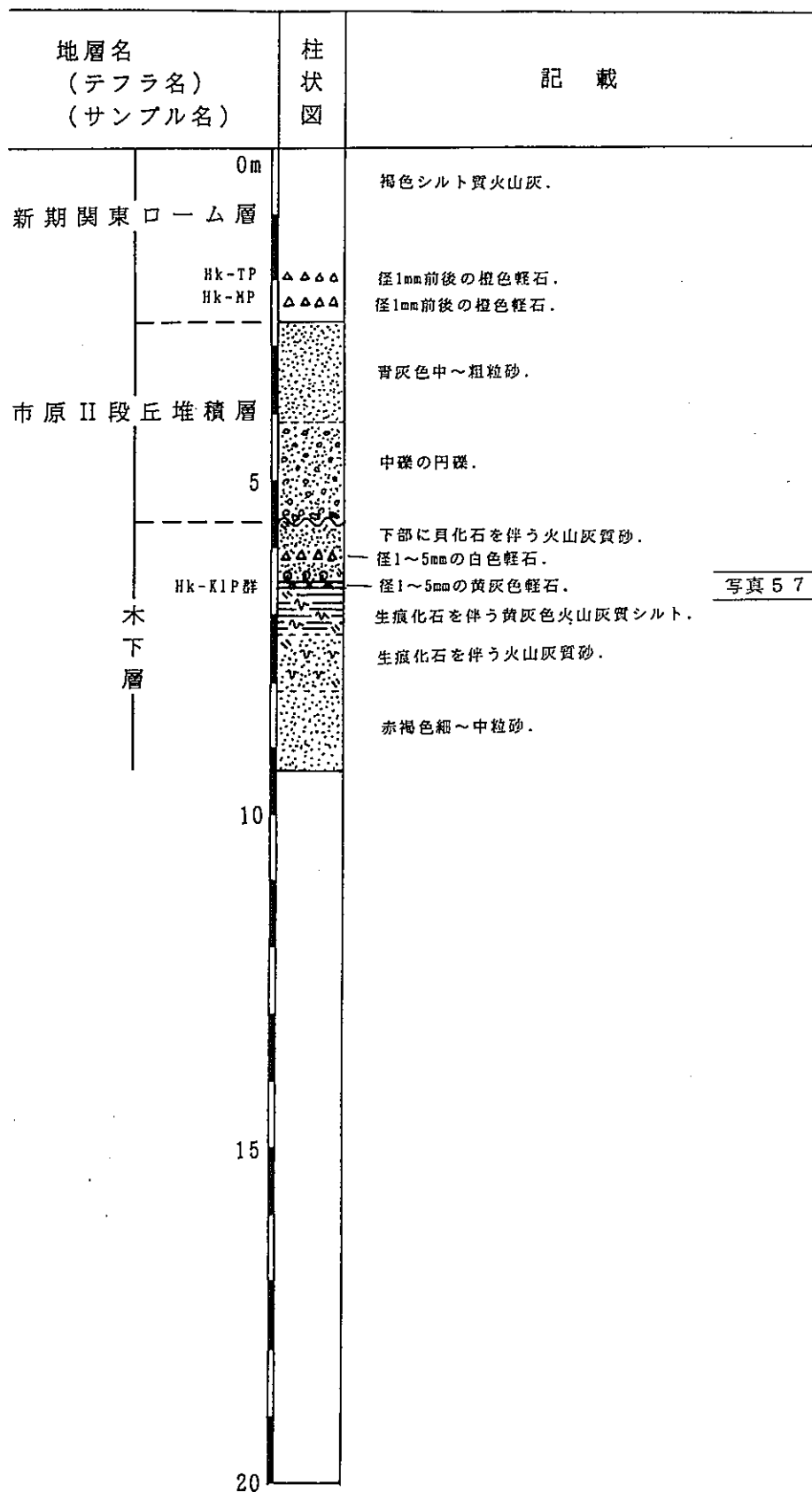


図 2. 1 - 3 8 Loc. 37の柱状図

新期関東ローム層

市原Ⅱ段丘堆積層

木下層



写真56 木下層，市原Ⅱ段丘堆積層および新期関東ローム層
木下層は主として砂層からなる。市原Ⅱ段丘堆積層は砂礫層からなり，木下層を不整合に覆う。新期関東ローム層は市原Ⅱ段丘堆積層を不整合に覆う褐色シルト質火山灰からなり，下部に径1mm前後の橙色軽石(Hk-MP)と径1mm前後の橙色軽石(Hk-TP)が挟在する。

Hk-K1P群(Ko3)△△△
火山灰質砂層

火山灰質シルト層

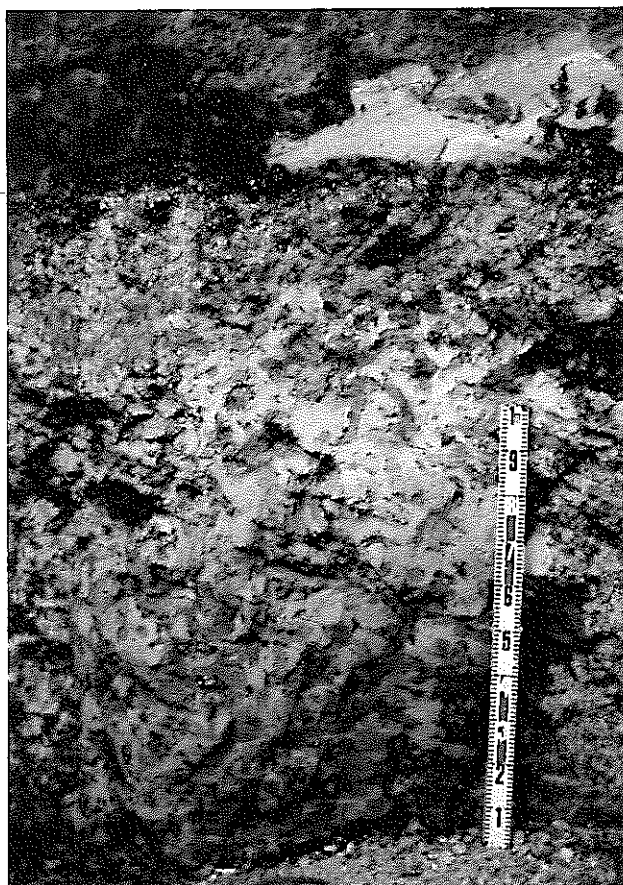


写真57 木下層中の生痕化石
木下層の中部の火山灰質シルトでは多数の生痕化石が認められる。その上位の火山灰質砂層中には径1~5mmの黄灰白色軽石からなるHk-K1P群(Ko3)の薄層を伴う。

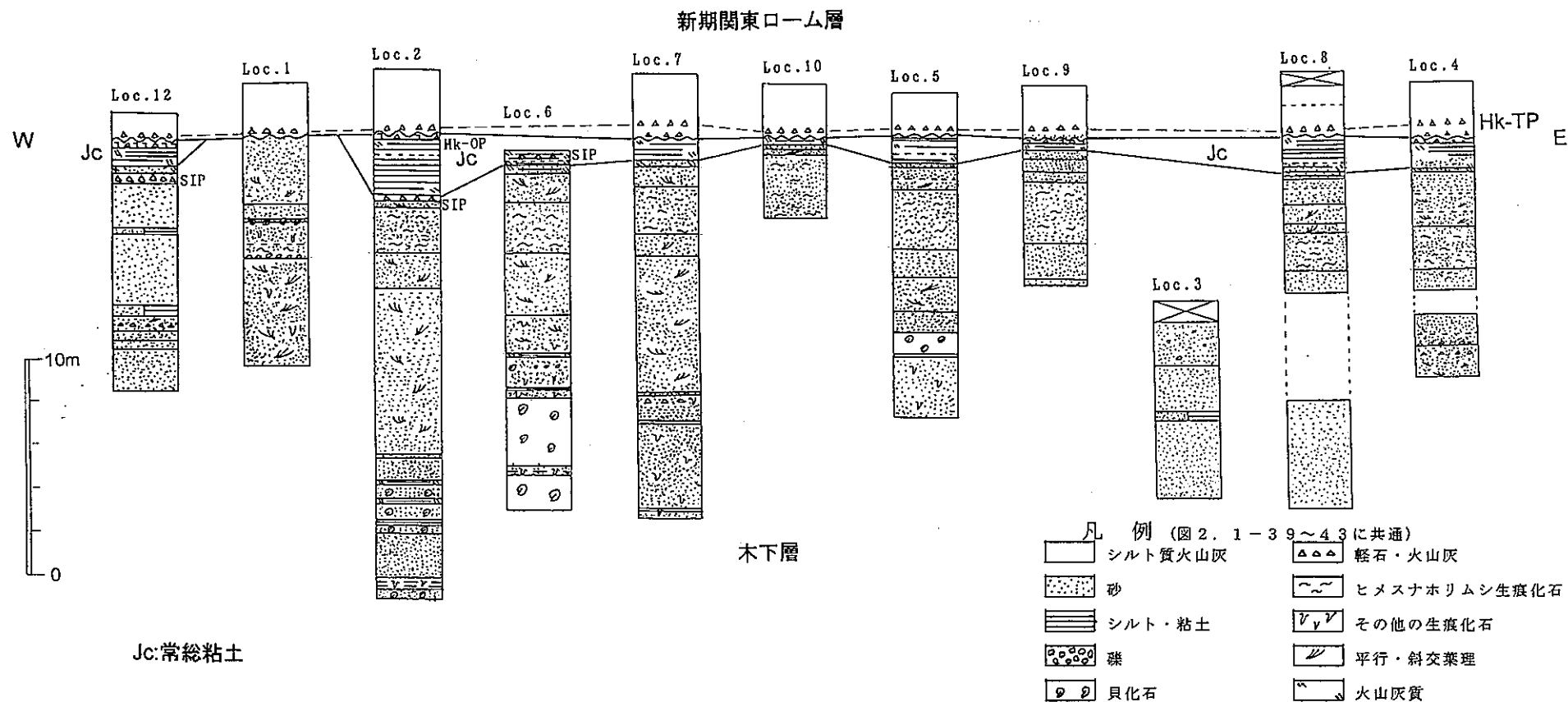


図2. 1-3 9 木下面構成層の対比図(北部)
房総半島北部地域のうち2万5千分の1地形図の千葉東部および八街の範囲。

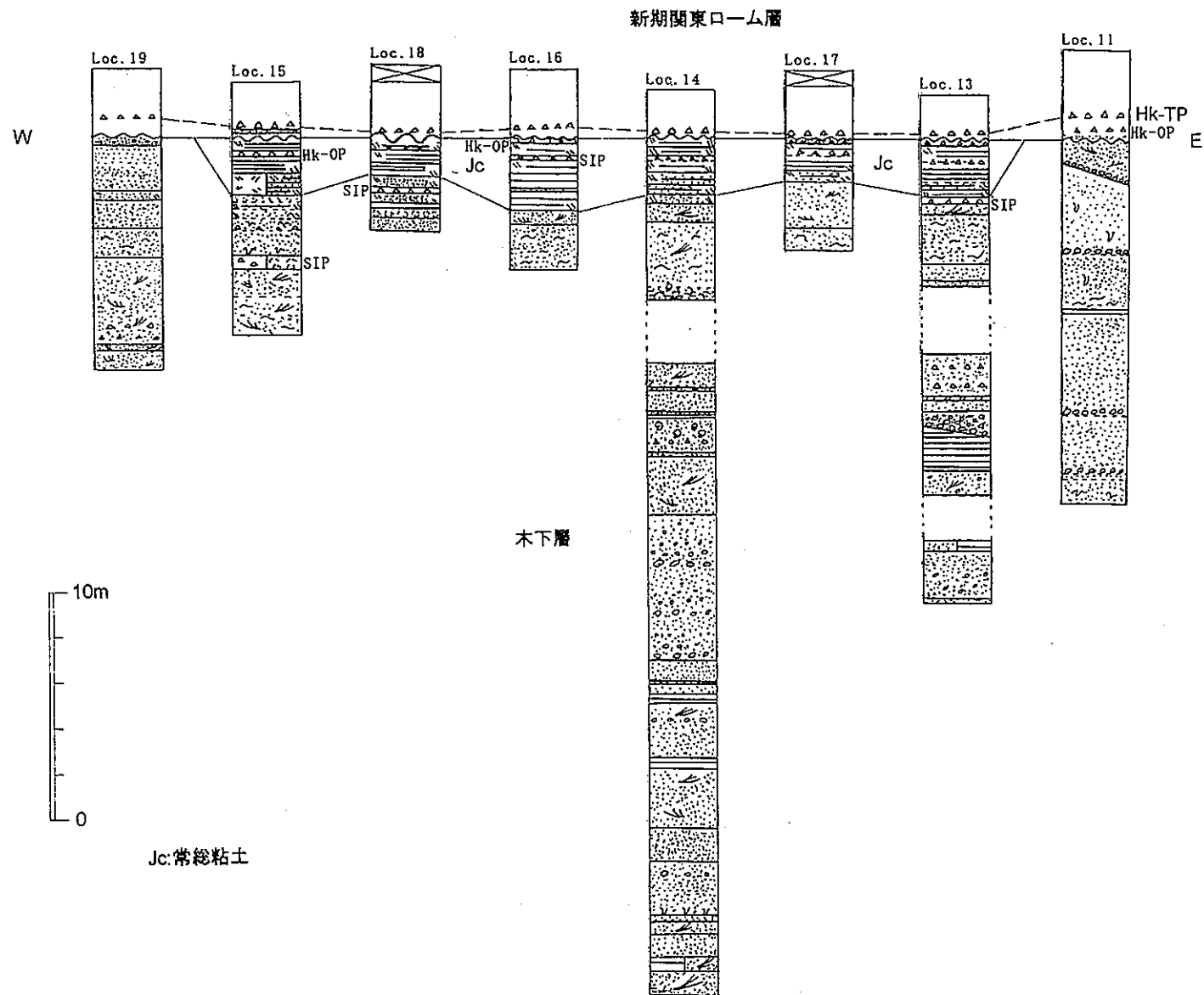


図2. 1-40 木下面構成層の対比図(中部)
房総半島北部地域のうち2万5千分の1地形図の五井・蘇我および東金の範囲。

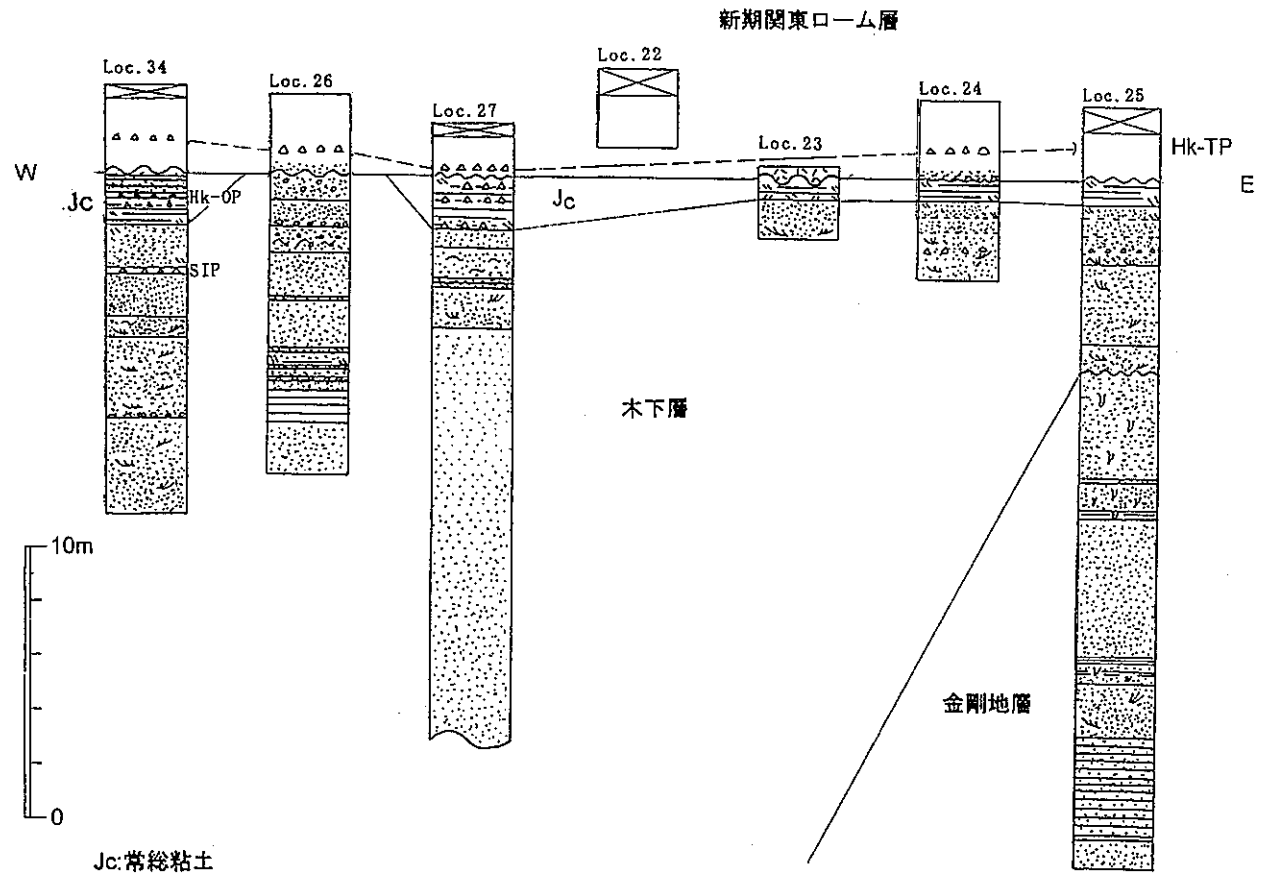


図2. 1-4.1 木下面構成層の対比図(南部)
房総半島北部地域のうち2万5千分の1地形図の奈良輪・姉崎・
海士有木・茂原および上総横田の範囲。

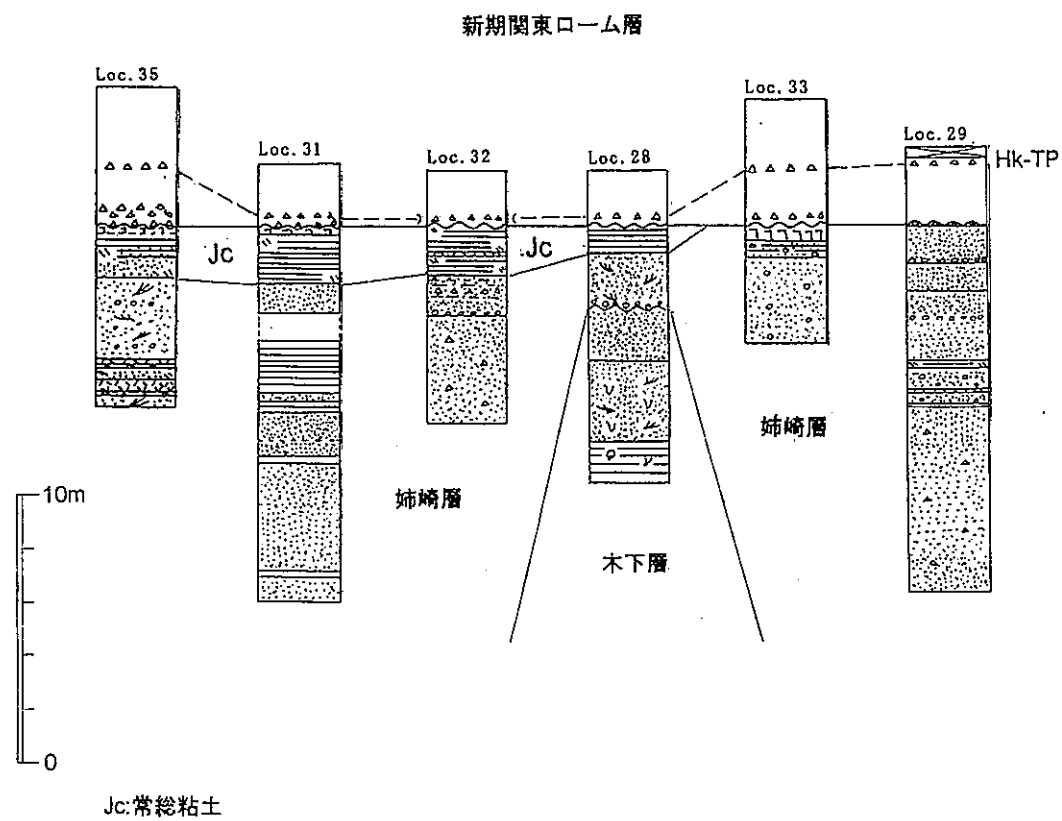


図 2. 1 - 4 2 姉崎面構成層の対比図

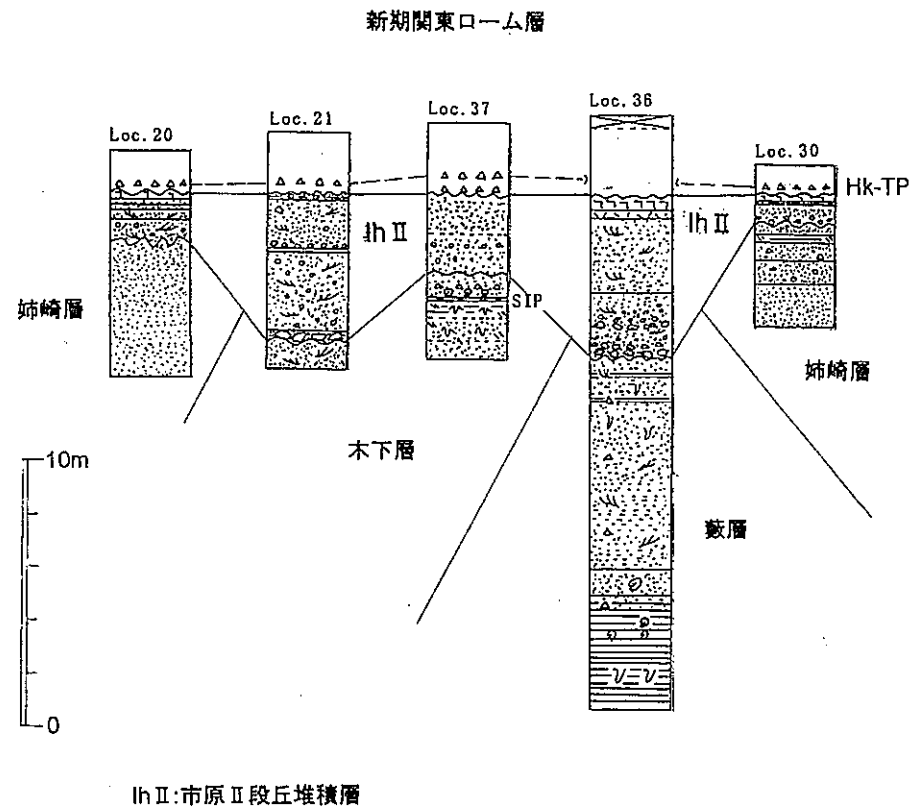


図 2. 1 - 4 3 市原Ⅱ面構成層の対比図

2. 1. 3 まとめ

本調査地域には徳橋・遠藤(1984)が指摘するように、沖積面である久留里面を除くと、高位面より順に木下面、姉崎面、市原Ⅰ・Ⅱ面、南総Ⅰ～Ⅲ面が分布する。

このうち、今回の研究対象である木下面の構成層は徳橋・遠藤(1984)に従い、下位より木下層、常総粘土、新期関東ローム層に区分した。これらの地層に挟在する主要な火山灰層、すなわち噴出年代値が推定されている火山灰としては木下層または常総粘土のSIP、常総粘土または新期関東ローム層のHk-0P、新期関東ローム層のHk-TPが挙げられる。

木下面における地殻変動を考える上での基準面の形成環境ならびに形成年代を定量化するために、本研究ではESR・TL年代測定法、貝化石・微化石・FeS₂・テフラ分析を行った。ESR・TL年代測定や古環境を推定するための貝化石試料は、二次化石の疑いのない自生のものであることが正確な年代測定や古環境解析の前提となる。また、微化石用試料は粗粒な堆積物中に保存されにくいことから、細粒な堆積物から採取することが望まれる。さらに、基準面の形成時代の推定を行うテフラは上述の火山灰層が多数挟在することが必要である。これらの条件を1地点で満足するような木下面構成層の露頭は見出せなかったため、木下面構成層のLoc. 2およびLoc. 6の2地点の露頭を代表的露頭として選定した。

2. 2 房総半島南端地域の地形・地質

調査地域には、その中央に安房丘陵や白浜丘陵が分布し、これらの丘陵地を取り巻いて館山低地などの低地が分布する。

本調査地域に分布する完新世の地形・地質についての研究例は多く、特に地層中の泥炭・木片・石灰質生物遺骸を用いた ^{14}C 年代測定によって、地形面やその構成層の形成年代が論じられている。そのような事例研究としては、横田(1978)、松島(1979)、松島・吉村(1979)、中田ほか(1980)、鹿島(1985)、茅根・吉川(1986)などが挙げられる。

横田(1978)は、房総半島南東岸に分布する完新世の段丘面を高位のものから順に岡瀬田面、寺庭面、平館面、瀬戸浜面の4面に大別した。同時に、堆積段丘地域における各段丘面の構成層をそれぞれ岡瀬田層、寺庭層、平館層、瀬戸浜層とし、それぞれの層は不整合の関係にあるとした。これらの地層のうち、岡瀬田層と寺庭層の一部を海成層、岡瀬田層下部・寺庭層の一部と平館層を河成層と認定した。また、瀬戸浜層は海岸沿いの岩石段丘を覆うベニア状の堆積物としている。さらに、すでに公表されている ^{14}C 年代資料と新たに測定した ^{14}C 年代測定値から、岡瀬田層は18,000～5,500年前に、寺庭層は4,500～3,500年前に、平館層は約3,000年前に形成されたと考えた。

松島(1979)や松島・吉村(1979)は、館山低地周辺に分布する完新世の海成堆積物を沼層とし、層位・層相・サンゴ化石・貝化石群・ ^{14}C 年代測定値などに基づいて下位から順に沼下部泥層・沼サンゴ層・沼上部泥層の3部層に細分した。それとともに、 ^{14}C 年代測定値から沼サンゴ層が約6,500～5,500年前の海進最高期に形成されたとした。

中田ほか(1980)は、房総半島南部の完新世海成段丘を高位のものからそれぞれ沼Ⅰ～Ⅳ面に区分し、各面の構成層を沼Ⅰ～Ⅳ面構成層とした。さらに、各段丘が海面の相対的に急激な低下にともなって形成されたと考え、 ^{14}C 年代資料から沼Ⅰ～Ⅳ面の離水時期をそれぞれ、6,150y. B. P.、4,300y. B. P.、2,850y. B. P. および250y. B. P. (元禄16年)と推定した。なお、 ^{14}C 年代値から沼Ⅱ面構成層を松島(1979)の沼上部泥層に対応づけている。

鹿島(1985)は、房総半島南部を流れる丸山川・和田川流域の完新世河成段丘面を丸山Ⅰ～Ⅲ面に区分し、それぞれの下流域の高度から中田ほか(1980)の沼Ⅱ～Ⅳ面に対比した。

茅根・吉川(1986)は現成の侵食海岸地形がベンチー小崖ー海食台という一連の地形からなることを指摘し、房総半島南東岸に分布する完新世の海成侵食段丘を4群の離水したベンチ群ー小崖ー海食台系(Ⅰb群・Ⅰp～Ⅳb群・Ⅳp)に区分した。その結果、横田(1978)や中田ほか(1980)などの従来の研究で段丘面を分ける段丘崖と考えられていた地形が、ベンチと海食台とを隔てる小崖であり、旧汀線高度はその傾斜変換部ではなく、ベンチの高度であると述べた。

以上のように、本調査地域の海成段丘からなる完新世の地形面は、研究者によって命名が異なるが、4面あるいは4群に区分されている。しかし、侵食段丘についての解釈には大

きな違いが認められ、その相違は、地殻変動量の推定に影響を及ぼすものと考えられる。

一方、各面の構成層も名称が研究者によって異なるが、離れた地点の地層の正確な対比を泥炭・木片・石灰質遺骸等を用いた ^{14}C 年代値によって行っている点では同じである。

以上に述べた各研究者間の層序対比を表 2. 2 - 1 にまとめて示す。

表 2. 2 - 1 房総半島南端地域の層序対比表

	横田 (1978)	松島 (1979)	中田ほか (1980)	本研究
地形面構成層	瀬戸浜層		沼Ⅳ面構成層	
	平館層		沼Ⅲ面構成層	
	寺庭層	沼上部泥層	沼Ⅱ面構成層	
	上部 岡瀬田層	沼層 沼サンゴ層	沼Ⅰ面構成層	沼層
	下部	沼下部泥層		

2. 2. 1 地形

本地域に分布する地形面を、北部地域と同様に2万5千分の1空中写真を用いて、面の連続性、分布高度、分布性状および地形面の開析状態等から区分した。その後、野外調査によって各面の分布を確かめ、高位面から順に沼Ⅰ面・Ⅱ面・Ⅲ面・Ⅳ面に区分した(付図-2)。これらの地形面の区分は中田ほか(1980)による区分とほぼ同様である。なお、説明の便宜上に、洲崎から館山湾岸にかけてを東京湾側、洲崎から野島崎・千倉にかけての海岸線沿いを太平洋側と区分した。

(1) 沼Ⅰ面

沼Ⅰ面は、東京湾側では丘陵縁辺部に断片的に分布する。分布高度は約30~20mである。太平洋側では海岸線に沿って狭長に分布しているが、瀬戸川沿いでは内陸部まで広く分布する。分布高度は約25~10mである。沼Ⅰ面は瀬戸川などの主要河川やその支流によって開析されている。

(2) 沼Ⅱ面

沼Ⅱ面は、東京湾側では館山市洲崎から沼にかけて海岸線にほぼ平行して帯状に分布するが、館山市街地東方では内陸部まで入り込んで広く分布している。分布高度は約40~5mである。沼Ⅰ面とは館山市宮城などで、比高3~5mの明瞭な段丘崖を以て接する(写真58, 59)が、一部で不明瞭な段丘崖で接する所が認められる。太平洋側では海岸線にほぼ平行して狭長に分布しているが、丸山川沿いでは内陸部まで広く分布する(写真60)。分布高度は約20~15mである。沼Ⅰ面とは館山市小沼付近、千倉町千倉、千田-平磯付近で比高約2mの明瞭な段丘崖で接する(写真61, 62, 63)が、一部では不明瞭な段丘崖をもって接する。沼Ⅱ面は平久里川や丸山川のような主要河川により開析されているが、その支流による開析はほとんど認められない。

(3) 沼Ⅲ面

沼Ⅲ面は、東京湾側では館山市洲崎から沼にかけて海岸線にほぼ平行して断続的に分布するが、館山市街地東方では平久里川などの主要河川に沿って内陸部まで広く分布している。分布高度は約15~5mである。沼Ⅱ面とは館山市城山公園西方で比高約5mの不明瞭な段丘崖を以て接する(写真64)。太平洋側では海岸線にほぼ平行して狭長に分布しているが、丸山川沿いでは内陸部まで広く分布する。分布高度は約15~10mである。沼Ⅱ面とは千倉町千田-平磯付近、館山市小沼付近で比高約2mの明瞭な段丘崖を以て接する(写真65, 66, 67)ほか、一部では不明瞭な段丘崖を以て接する。沼Ⅰ面とは丸山町西原付近で比高約6mの明瞭な段丘崖を以て接する(写真68)。沼Ⅲ面は全体的に開析程度は小さく、主要な河川の河口部付近、丸山川および平久里川沿いで開析されているにすぎない。

(4) 沼Ⅳ面

沼Ⅳ面は、東京湾側では海岸線に沿って断続的に帯状に分布し、北条海岸近辺で分布幅が比較的広い。分布高度は約10~5mである。全体的に見れば、沼Ⅲ面と比高約3mの不明瞭

な段丘崖を以て接するが、一部では明瞭な段丘崖を以て接する。沼Ⅱ面とは館山市塩見付近、洲崎付近で比高3～6mの明瞭な段丘崖で接する(写真69, 70)。太平洋側では海岸線沿いにはほぼ連続して帯状に分布するほか、丸山川沿いにも分布する。分布高度は約10～5mである。沼Ⅰ面とは瀬戸川沿いで比高約6mの明瞭な段丘崖を以て接し(写真71), 沼Ⅱ面とは丸山町海発付近で比高約5mの明瞭な段丘崖で接する(写真72)。また、沼Ⅲ面とは比高約2mの明瞭な段丘崖を以て接する(写真73, 74, 75)。沼Ⅳ面は開析程度は極めて小さく、主要な河川の河口付近で開析されているにすぎない。

上述した地形面のうち、沼Ⅰ面以外の面上には浜堤が発達している。東京湾側では北条海岸より内陸部にかけて数条の並行配列する浜堤が認められる。一方、太平洋側では海岸線に沿って浜堤が帯状に分布し、一部では並行配列も認められる(写真76, 77, 78, 79)。

以上に述べた各沼面の分布・性状を表2. 2-2にまとめて示す。

表 2. 2 - 2 房総半島南端地域に分布する地形面の性状一覧

地 形 面		分 布 状 況	分布高度 (m)	平坦程度	開 析 程 度	高位面との関係
沼Ⅳ面	東京湾側	海岸線に沿って断続的に帯状に分布し、北条海岸では分布幅が比較的広い。	10～5	平坦	開析程度は極めて小さく、主要河川の河口部付近で開析されているにすぎない。	全体的には沼Ⅲ面と比高約3mの不明瞭な段丘崖を以て接するが、一部では不明瞭な段丘崖を以て接する。沼Ⅱ面とは比高3～6mの明瞭な段丘崖で接する。 沼Ⅰ面とは比高約6mの明瞭な段丘崖を以て接する。沼Ⅱ面とは比高約5mの明瞭な段丘崖で接する。沼Ⅲ面とは比高約2mの不明瞭な段丘崖を以て接する。
	太平洋側	海岸線に沿ってほぼ連続して帯状に分布する他、丸山川沿いにも認められる。	10～5			
沼Ⅲ面	東京湾側	海岸線にほぼ平行して断続的に分布しているが、館山市街地東方では内陸部まで広く分布する。	15～5	平坦	全体的に開析程度は小さく、主要河川の河口部付近、丸山川および平久里川沿いで開析されているにすぎない。	沼Ⅱ面と比高約5mの不明瞭な段丘崖を以て接する。 沼Ⅱ面とは比高約2mの明瞭な段丘崖を以て接するが、一部では不明瞭な段丘崖を以て接する。沼Ⅰ面とは比高約6mの明瞭な段丘崖を以て接する。
	太平洋側	海岸線にほぼ平行して狭長に分布しているが、丸山川沿いの内陸部では分布幅が広い。	15～10			
沼Ⅱ面	東京湾側	海岸線にほぼ平行して帯状に分布するが、館山市街地東方では内陸部まで広く分布する。	40～5	平坦	主要河川により開析されているが、その支流による開析はほとんど認められない。	沼Ⅰ面と比高約3mの明瞭な段丘崖を以て接するが、一部では不明瞭な段丘崖を以て接する。 沼Ⅰ面と比高約3mの明瞭な段丘崖を以て接するが、一部では不明瞭な段丘崖を以て接する。
	太平洋側	海岸線にほぼ平行して狭長に分布しているが、丸山川沿いでは内陸部まで広く分布する。	20～15			
沼Ⅰ面	東京湾側	丘陵縁辺部に断続的に分布する。	30～20	平坦	主要河川とその支沢によって開析されている。	沼面の中での最高位面。
	太平洋側	海岸線にほぼ平行して狭長に分布しているが、瀬戸川沿いでは内陸部まで広く分布する。	25～10			



写真58 館山市宮城付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面(Pgs.10地点)
沼Ⅰ面と沼Ⅱ面は比高約3mの明瞭な段丘崖で接している。



写真59 館山市香付近の沼I面(Pgs.11地点)
沼I面と沼II面は比高約5mの明瞭な段丘崖で接する。沼I面は
第三系の堆積岩が侵食されてできた平坦面である。



写真 6 0 丸山町岩糸付近の沼Ⅱ面 (Pgs. 6地点)
沼Ⅱ面は約20mの高度を有する。

沼Ⅱ面



写真61 館山市小沼付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面(Pgs.14地点)
沼Ⅰ面と沼Ⅱ面は比高約2mの段丘崖で接する。

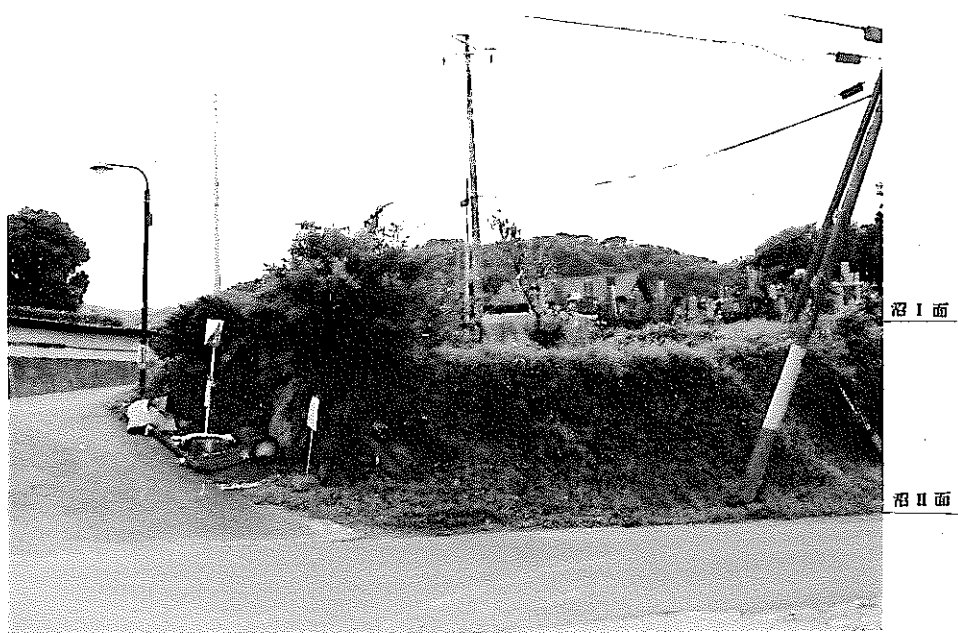


写真62 千倉町千倉付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面(Pgs. 20地点)
沼Ⅰ面と沼Ⅱ面は比高約2mの明瞭な段丘崖で接する。沼Ⅰ面は第三系の堆積岩類が侵食されてできた平坦面である。

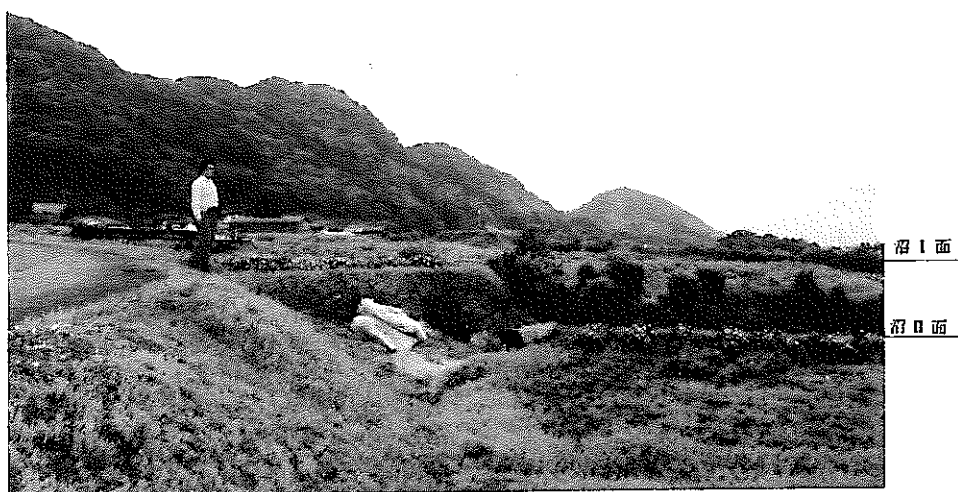


写真63 千倉町千田ー平磯付近の沼Ⅰ面と沼Ⅱ面(Pgs. 21地点)
沼Ⅰ面と沼Ⅱ面は比高1~2mの段丘崖で接する。沼Ⅰ面は第三系の堆積岩類が侵食されてできた平坦面である。



写真 6 4 館山市城山公園西方の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 (Pgs. 9 地点)
手前の小学校の校庭が沼Ⅱ面，奥の水田が沼Ⅲ面に相当する。
沼Ⅱ面と沼Ⅲ面は比高約 5m の不明瞭な段丘崖で接する。



写真 6 5 千倉町千田一平磯付近の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 (Pgs. 22 地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅲ面は比高 2~3m の段丘崖で接する。沼Ⅱ面は第三系の
堆積岩類が侵食されてできた平坦面である。



写真 6 6 千倉町千田ー平磯付近の沼Ⅱ面と沼Ⅲ面 (Pgs. 23 地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅲ面は比高 2~3m の段丘崖で接する。沼Ⅱ面は第三系の堆積岩類が侵食されてできた平坦面である。

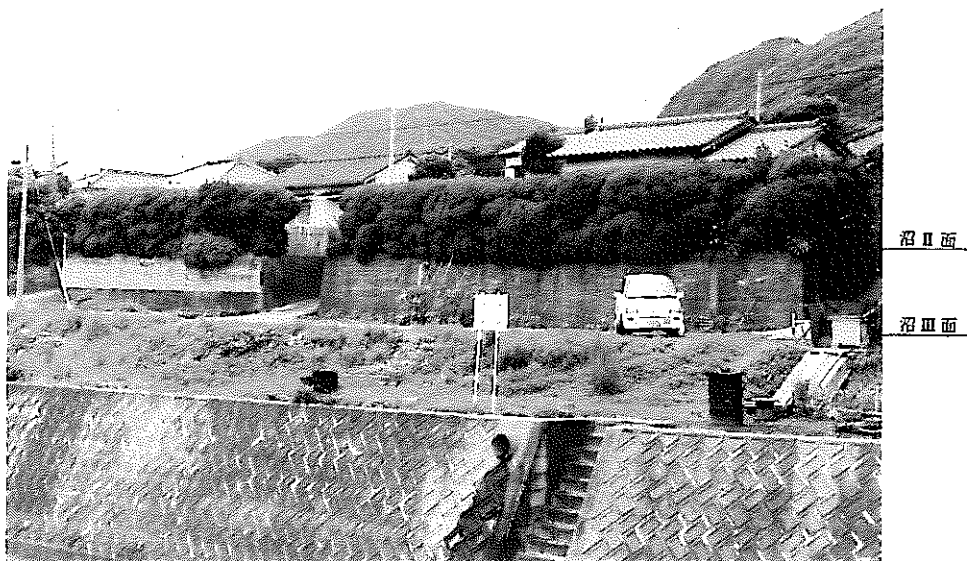


写真67 白浜町長尾川沿いの沼Ⅱ面と沼Ⅲ面(Pgs.24地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅲ面は比高2~3mの段丘崖で接する。



写真 6 8 丸山町西原付近の沼Ⅰ面と沼Ⅲ面(Pgs.7地点)
沼Ⅰ面と沼Ⅲ面は、比高約6mの明瞭な段丘崖を以て接する。



写真69 館山市塩見付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面(Pgs.12地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅳ面は比高約3mの明瞭な段丘崖で接する。

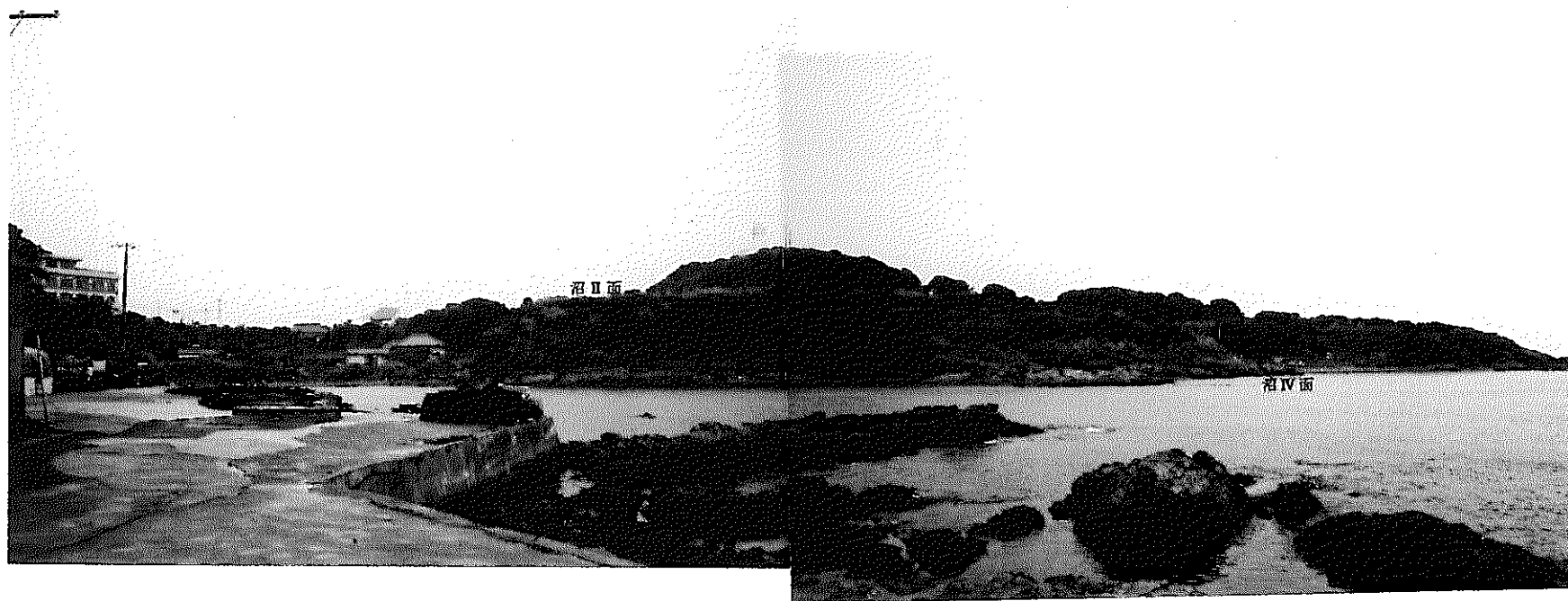


写真70 館山市洲崎付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面(Pgs.13地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅳ面は、比高約6mの明瞭な段丘崖で接する。両者とも、第三系の堆積岩が侵食されてできた平坦面である。



写真7 1 瀬戸川沿いの沼I面と沼IV面(Pgs. 15地点)
沼I面と沼IV面は比高約6mの明瞭な段丘崖で接する。



写真 7 2 丸山町海発付近の沼Ⅱ面と沼Ⅳ面 (Pgs. 8 地点)
沼Ⅱ面と沼Ⅳ面は比高約 5m の明瞭な段丘面を以て接する。



写真73 白浜町長尾川沿いの沼Ⅲ面と沼Ⅳ面(Pgs. 25地点)
沼Ⅲ面と沼Ⅳ面は比高2～3mの段丘崖で接する。



写真74 千倉町千倉付近の沼Ⅲ面と沼Ⅳ面(Pgs. 26地点)
沼Ⅲ面と沼Ⅳ面は比高約2mの段丘崖で接する。沼Ⅲ面は第三系の堆積岩類が侵食されてできた平坦面である。段丘崖のノッチ内にはヤッコカンザシの遺骸群が認められる。

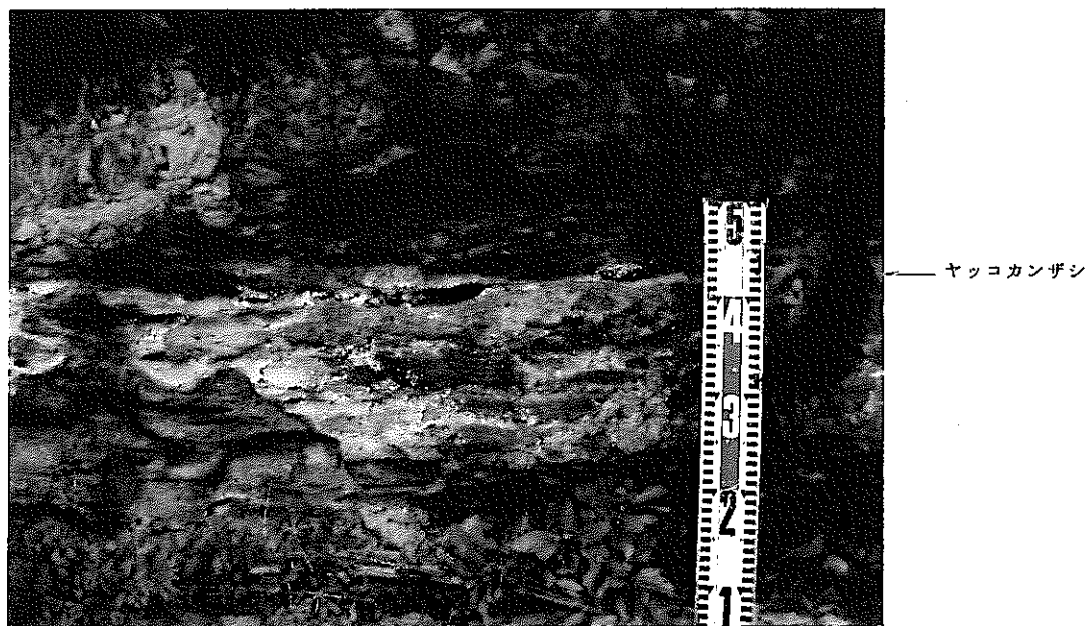


写真75 ノッチ内のヤッコカンザシ群
段丘崖のノッチ内に潮間帯を示唆するヤッコカンザシが密集して産する(標尺の40cm付近)。

浜堤



写真 7 6 千倉町千倉付近の海浜と浜堤 (Pgs. 16地点)
浜堤は高度約5mを有し、なだらかに現海岸に移行する。



浜堤

写真 7 7 千倉町千倉付近の浜堤 (Pgs. 17地点)
沼Ⅳ面の前面に比高約2mの浜堤が海岸に平行に配列する。

浜堤

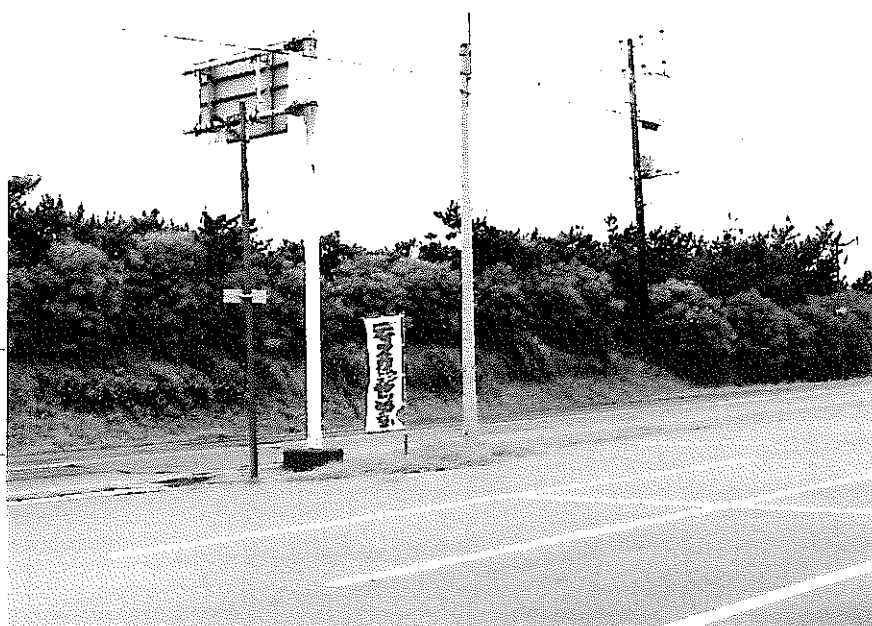


写真 7 8 千倉町千倉付近の浜堤 (Pgs. 18 地点)
沼Ⅳ面の前面に比高約 2m の浜堤が海岸に平行に配列する。

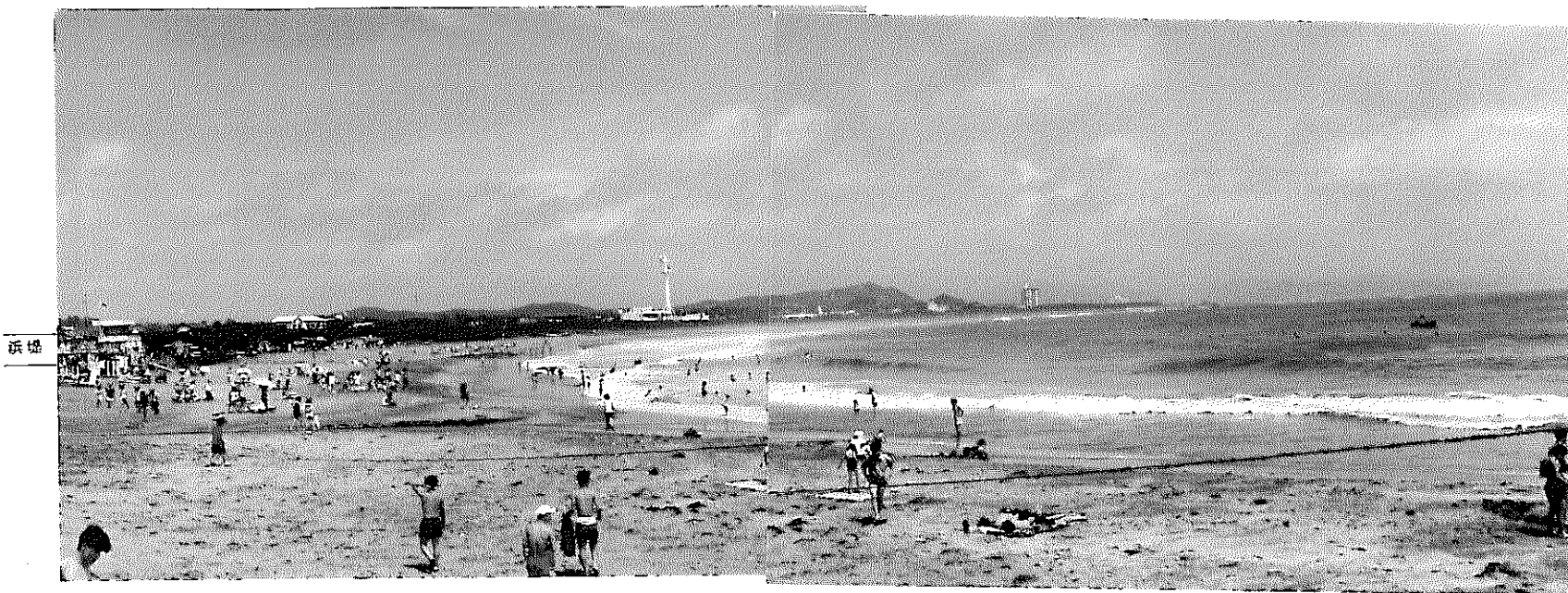


写真 7 9 千倉町南千倉付近の浜堤 (Pgs. 19 地点)
浜堤は高度約 6m を有して海岸に平行に配列し、なだらかに現海岸に移行する。

2. 2. 2 地質

本地域の研究対象である沼層に関連する模式柱状図を図2. 2-1に示す。なお、本研究における「沼層」の名称は、松島・吉村(1979)と同様に、上位の河成段丘堆積層に不整合に覆われる、主として海成層からなる地層に対して使用した。

前項で述べた地形面について、地層の確認を詳細に行ったが、館山市洲崎付近や館山市布良から千倉を経て丸山町に至る岩石段丘地域はもちろんのこと、館山低地や丸山川・瀬戸川流域等の堆積段丘地域においても地層の露出箇所は非常に少なかった。沼層を確認したのは付図-2に示すLoc. 38~43・45~48の計10箇所であり、これらの地点で地質柱状図を作成した。この沼層を不整合に覆う段丘堆積層についてはLoc. 44・47では沼Ⅱ面段丘堆積層を、Loc. 39~42では沼Ⅲ面段丘堆積層を、Loc. 46で沼Ⅳ面段丘堆積層を確認した。Loc. 44を除くといずれの段丘堆積層も明瞭な基底礫を以て海成の沼層を覆うのが観察された。Loc. 44では下位の沼層を確認できなかった。以上の地点における調査結果を図2. 2-2~12、写真80~92に示す。なお、離れた地域の沼層を岩相のみから対比するのは困難なため、上記の11箇所すべての対比を行わず、沼層が比較的良好に連続して観察できる館山市西郷の平久里川流域において地層対比を行った(図2. 2-13)。

平久里川流域に分布する沼層は、Loc. 38~42にかけは下流側へ 6° 以下で緩く傾斜し、下部より泥炭を挟む厚さ約1.5mのシルト層、厚さ0.2~1.5mの砂礫層、礫層・泥炭を挟む厚さ約3.5mのシルト層、自生の貝化石を含む厚さ約2.5mのシルト層、貝化石を多量に含む厚さ1~1.5mの粗粒砂、自生の貝化石を含む厚さ2.7mの細粒砂層の順に重なる。このうち、最下部のシルト層は基盤の滝川礫岩にアバットしている(Loc. 38)。一方、同じ平久里川のLoc. 43では、基盤のシルト岩上に厚さ約1mのカキ礁、自生の貝化石を含む厚さ約1.7mのシルト層の順に重なる。なお、この地点は、松島(1979)・松島・吉村(1979)が詳細な調査を行った地点であり、カキ礁が沼サンゴ層に、その上位のシルト層が沼上部泥層にあたる。

次に、沼面が断片的に観察された地点について以下に記述する。

Loc. 44の沼層は全層厚6mであり、砂礫層とシルト層の互層からなり、最下部の砂層中に自生の貝化石を含む。Loc. 46の沼層は全層厚1.8mであり、貝化石や礫を混在するシルト層からなる。Loc. 47の沼層は全層厚3.8mであり、砂礫層とシルト層の互層からなり、シルト層中に貝化石を含む。Loc. 48の沼層は厚さ1mの礫層からなり、穿孔貝の巢穴化石のある礫を含む。

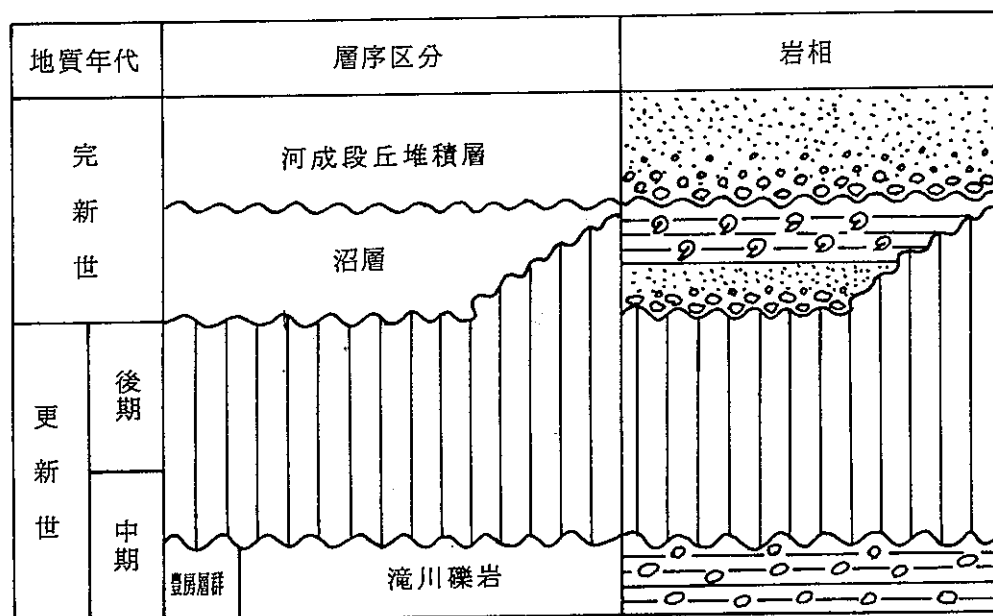


図 2. 2 - 1 房総半島南端地域に分布する中部更新統～完新統の模式柱状図

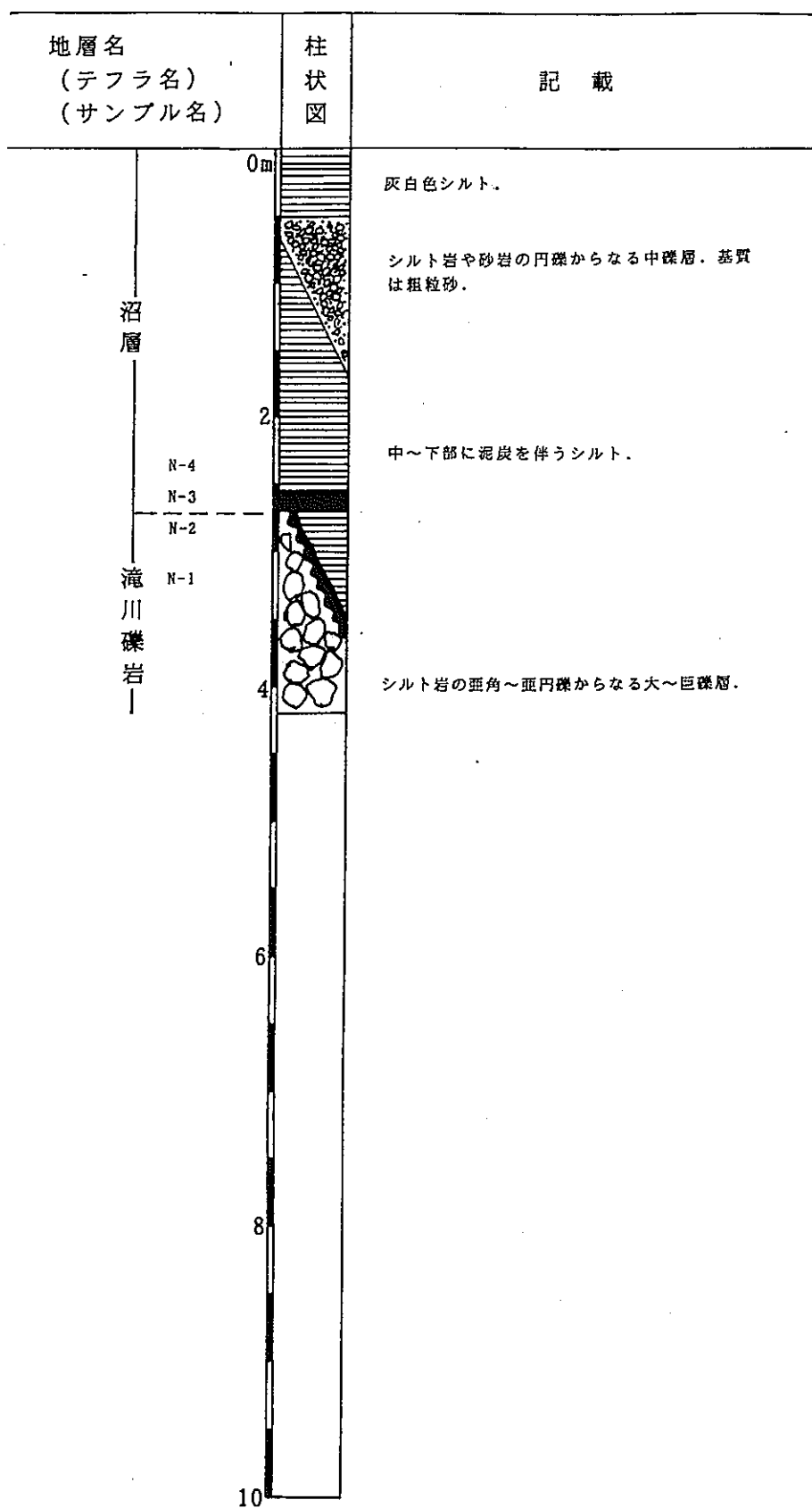


図 2. 2 - 2 Loc. 38の柱状図



写真 8 0 基盤の滝川礫岩を不整合に覆う沼層
基盤の滝川礫岩はシルト岩の歪角～歪円礫の大～巨礫からなる。滝川礫岩を不整合に覆う
沼層は主としてシルト層からなり、礫層や泥炭が挟在する。

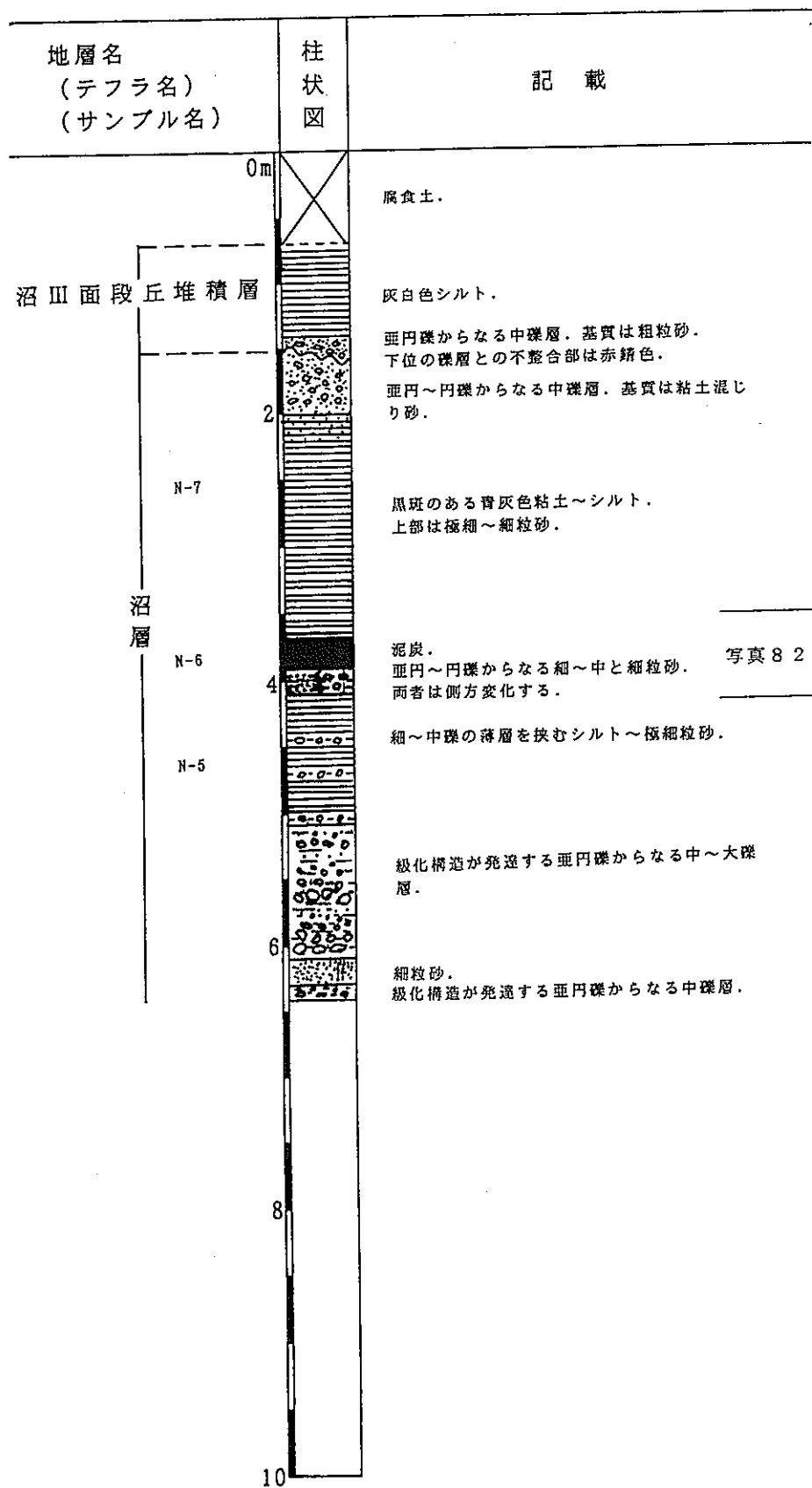


図 2. 2 - 3 Loc. 39の柱状図

沼田面
段丘堆積層

沼層



写真81 沼層と沼田面段丘堆積層

沼層は主としてシルト層からなるが礫層や泥炭を伴う。沼田面段丘堆積層は下部の中礫層と上部の灰白色シルト層からなり、沼層を不整合に覆う。

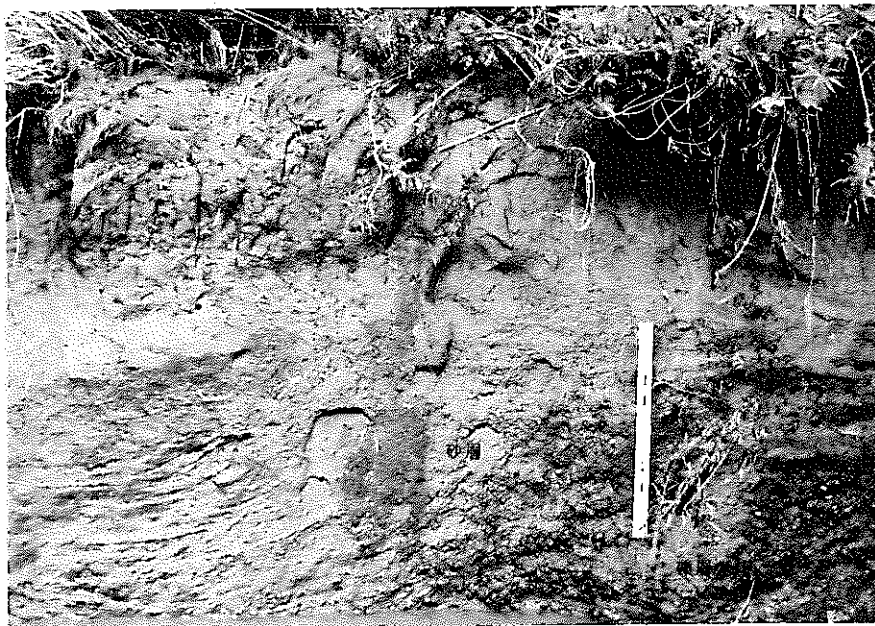


写真82 沼層中の礫層と砂層

沼層は中部では垂円～円礫からなる細～中礫層と細粒砂層が指交している。

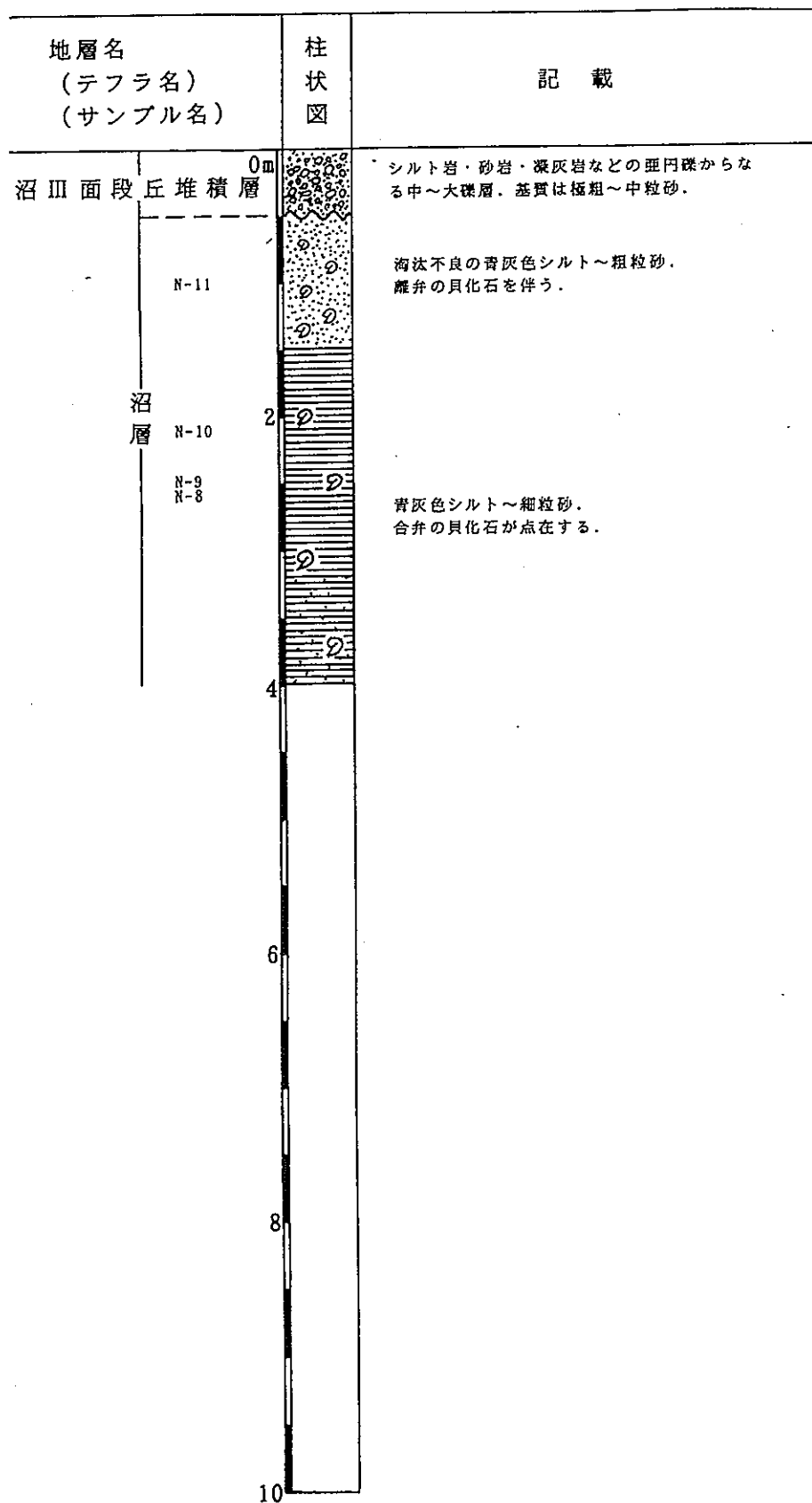


図. 2. 2 - 4 Loc. 40の柱状図



沼Ⅲ面段丘堆積層

(粗粒部)

沼層

(細粒部)

写真 8 3 沼層と沼Ⅲ面段丘堆積層

沼層は下部の粗粒砂～細礫からなる粗粒部と、上部のシルト質細粒砂～細粒砂からなる細粒部に分けられる。いずれも貝化石を伴うが、細粒部では貝化石の多くが自生状の産状を呈するのに対して、粗粒部では運搬されてもたらされたはきよせ状の産状を示す。沼Ⅲ面段丘堆積層は下部の礫層と上部のシルト層からなり、沼層を不整合に覆う。

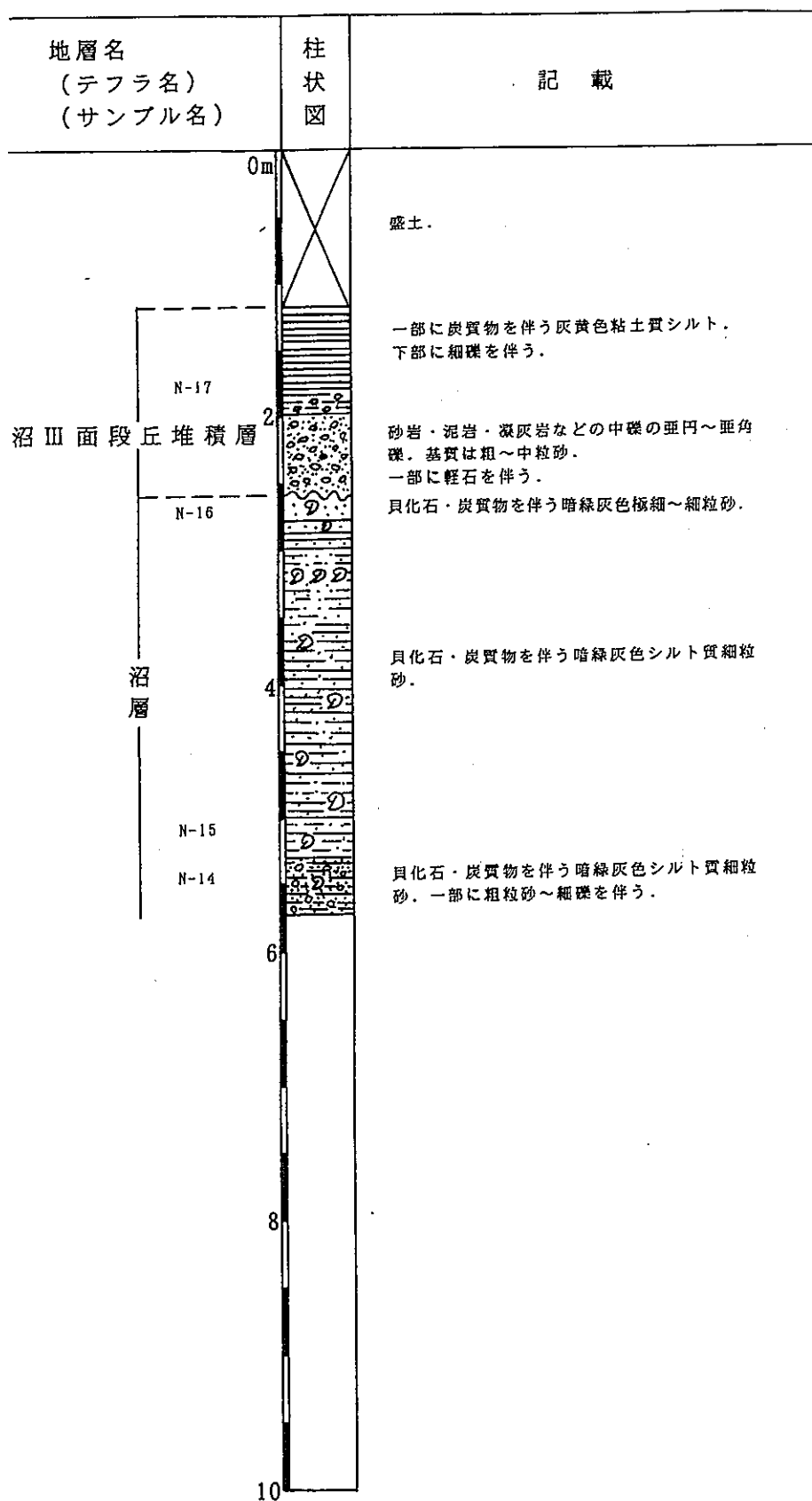


図 2. 2 - 5 Loc. 41の柱状図

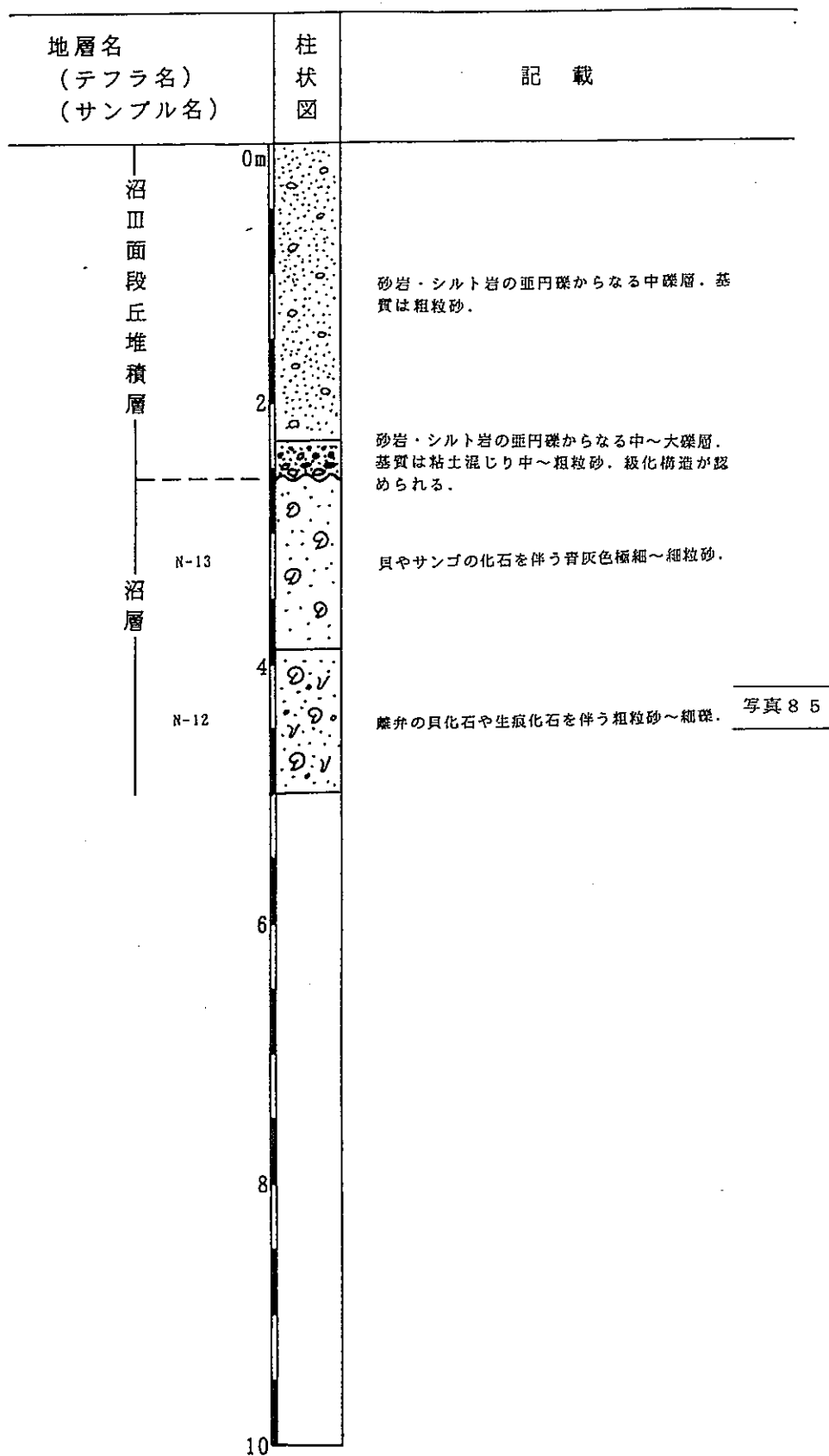


図 2. 2 - 6 Loc. 42の柱状図

沼Ⅲ面段丘堆積層
 (細粒部)
 沼層
 (粗粒部)



写真 8 4 沼層と沼Ⅲ面段丘堆積層

沼層は下部の粗粒砂～細礫からなる粗粒部と、上部の極細粒砂～細粒砂からなる細粒部に分けられる。細粒部では合弁の貝化石が多く、自生状の産状を呈するが、粗粒部では離弁の化石が多く、はきよせ状の産状を示す。沼Ⅲ面段丘堆積層は礫層からなり、沼層を不整合に覆う。

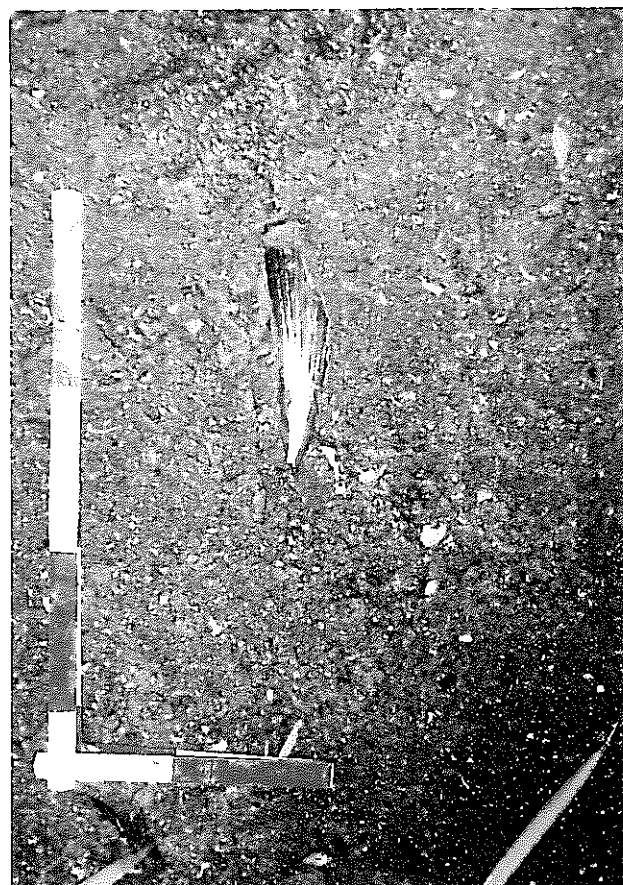


写真 8 5 沼層の粗粒部中の貝化石産状

沼層の粗粒部のほとんどの貝化石がはきよせ状の産状を呈するが、写真中央の貝化石 (*Atrina Pectinata*; タイラギ) のように自生の貝化石も含まれる。

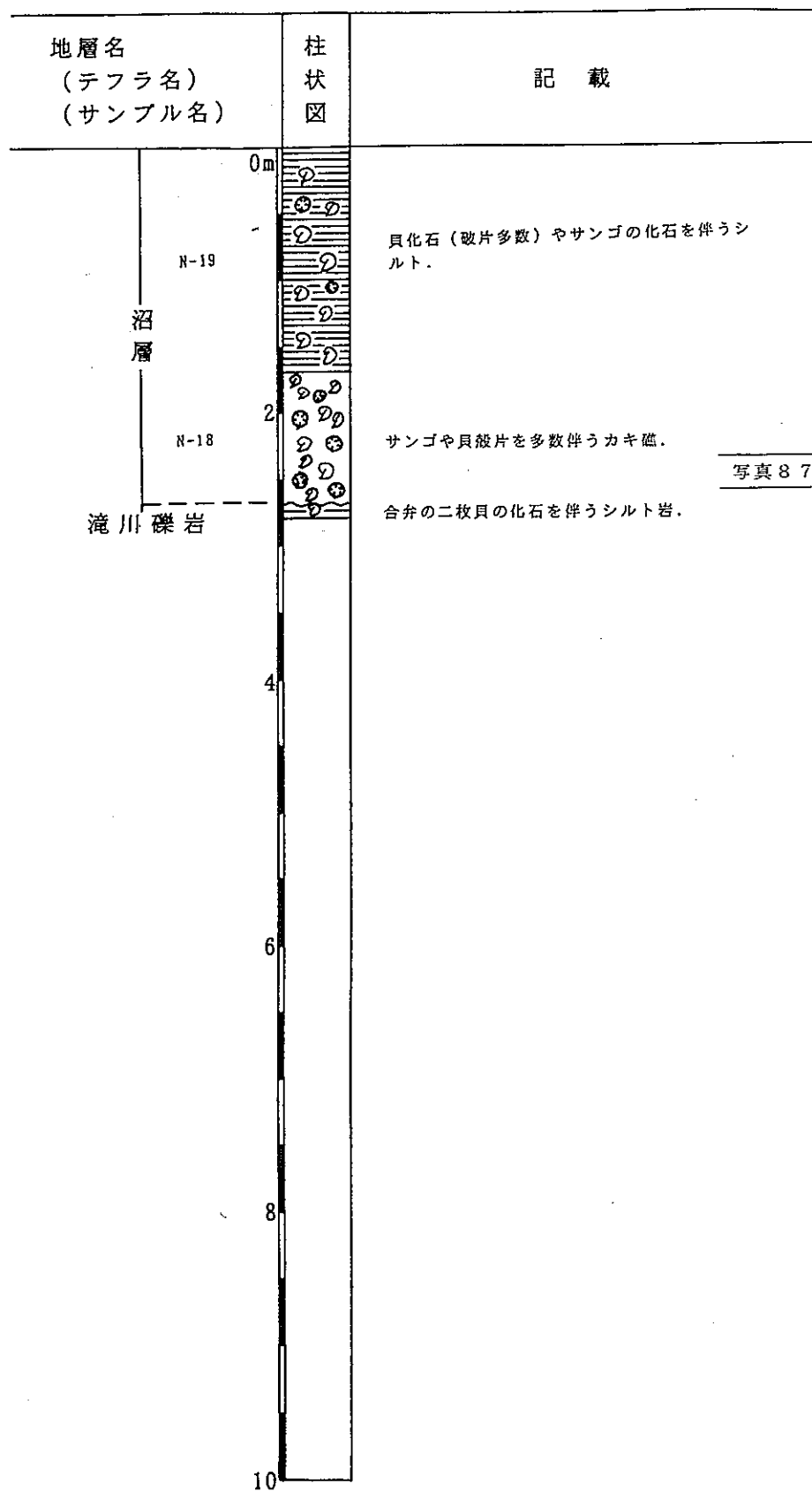


図 2. 2 - 7 Loc. 43の柱状図



写真 8 6 基盤のシルト岩(滝川礫岩)を不整合に覆う沼層
沼層は下部のカキ礁と上部のシルト層からなる。いずれの地層にも自生の貝化石を多く含む。



写真 8 7 沼層下部のカキ礁
カキ礁下部にはサンゴの化石を含むことが多い。サンゴ等に付着してカキ礁が形成されていったことを示す。

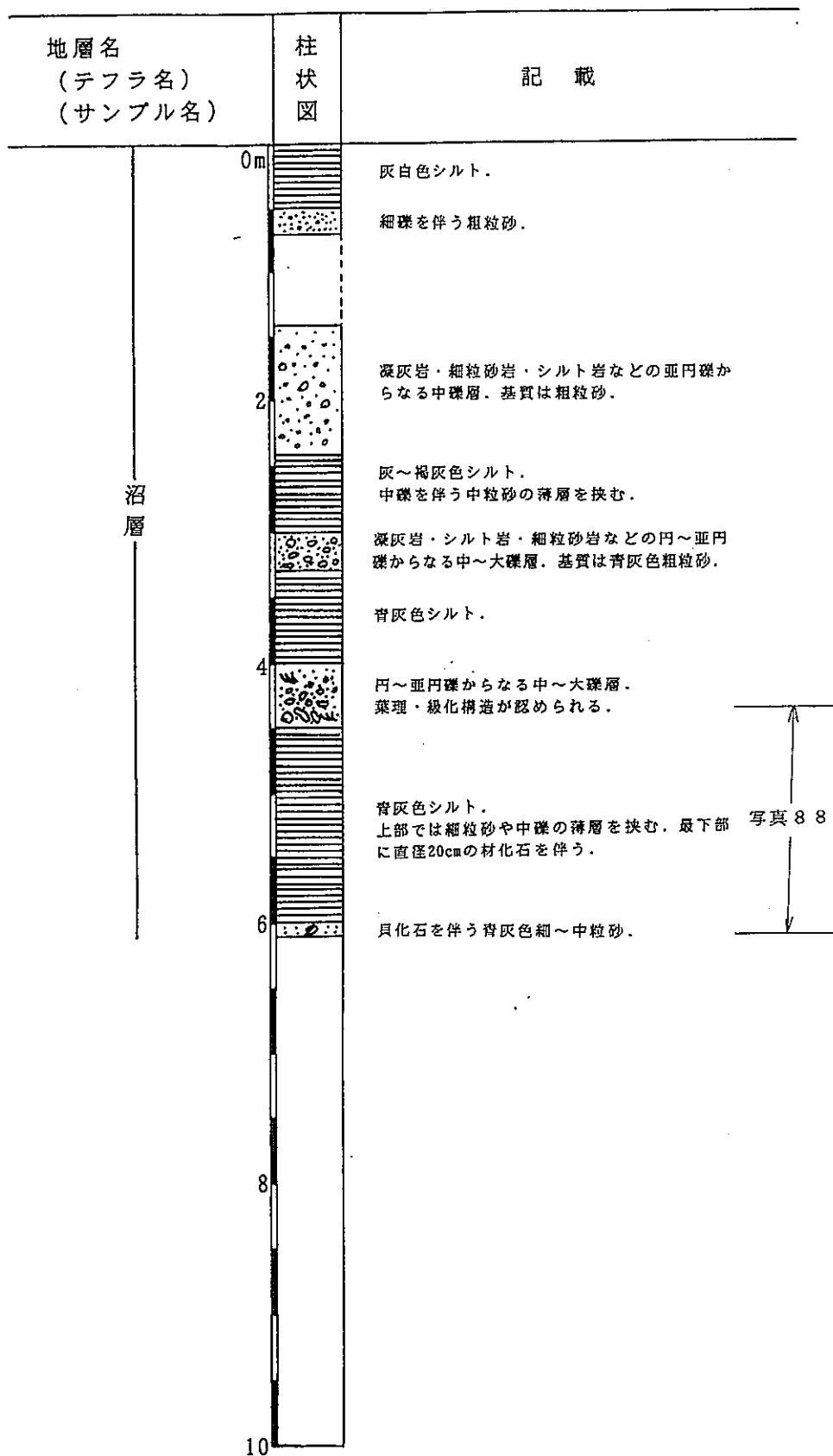


図 2. 2 - 8 Loc. 44の柱状図



写真 8 8 淘汰不良の砂層からなる沼層
最下部(水面付近)に自生の貝化石(*Cyclina japonica*; オキシジミ)を伴う。

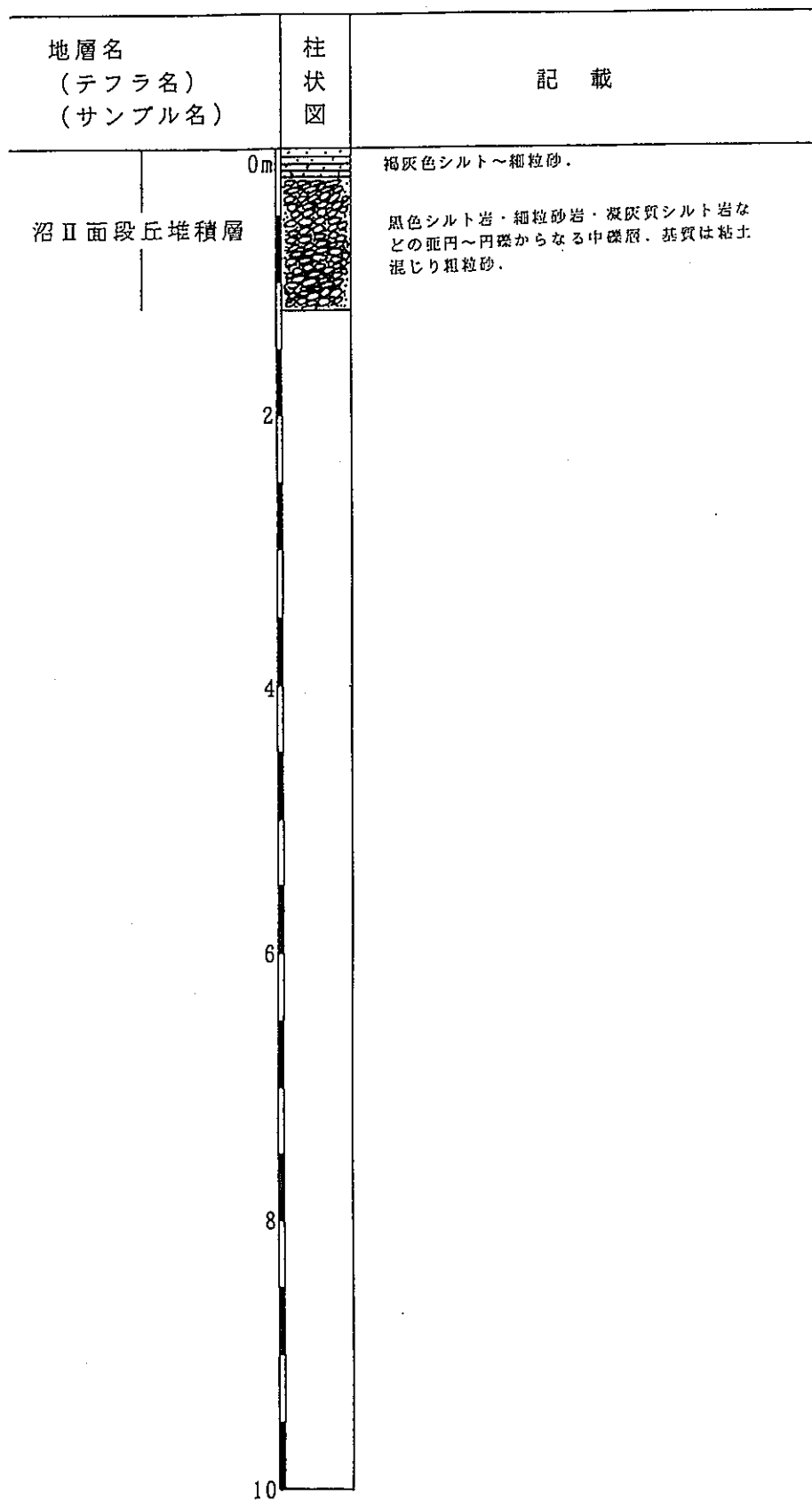


図 2. 2 - 9 Loc. 45の柱状図



写真 8 9 下部の礫層と上部のシルト～細粒砂層からなる沼Ⅱ面段丘堆積層

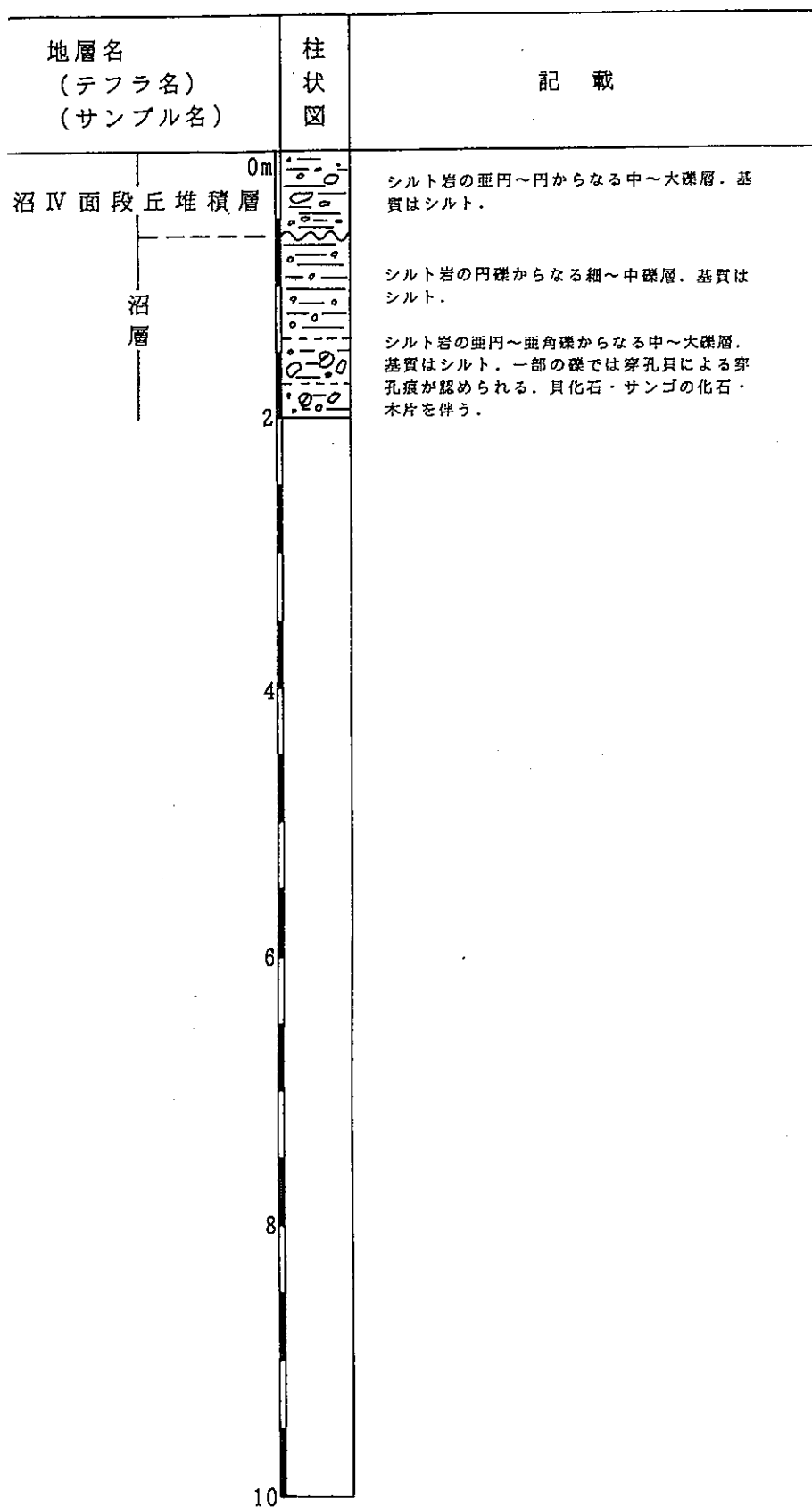


図 2. 2 - 1 0 Loc. 46 の柱状図



沼IV面段丘堆積層

沼層

写真90 沼層と沼IV面段丘堆積層

沼層は礫層からなり下部に貝化石を伴う。水面付近では泥底性の貝が多く、やや上位では岩礁性の貝が混在している。沼IV面段丘堆積層は礫層からなり、沼層を不整合に覆う。

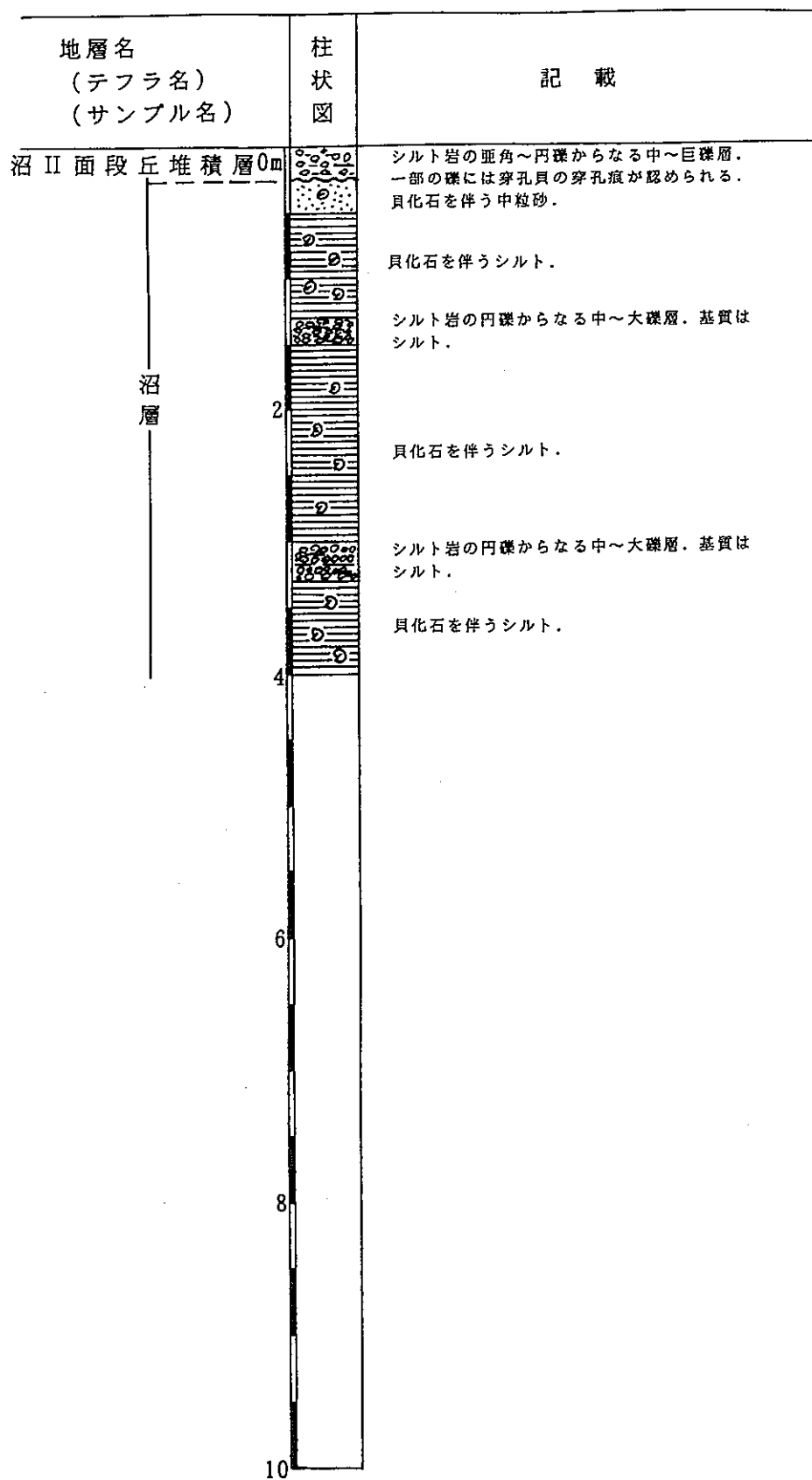


図 2. 2 - 1 1 Loc. 47 の柱状図



沼Ⅱ面段丘堆積層

沼層

写真 9 1 露頭全景写真

沼層および沼Ⅱ面段丘堆積層からなる。

沼層は主としてシルト層からなり、貝化石を伴う。沼Ⅱ面段丘堆積層は礫層からなり、沼層を不整合で覆う。

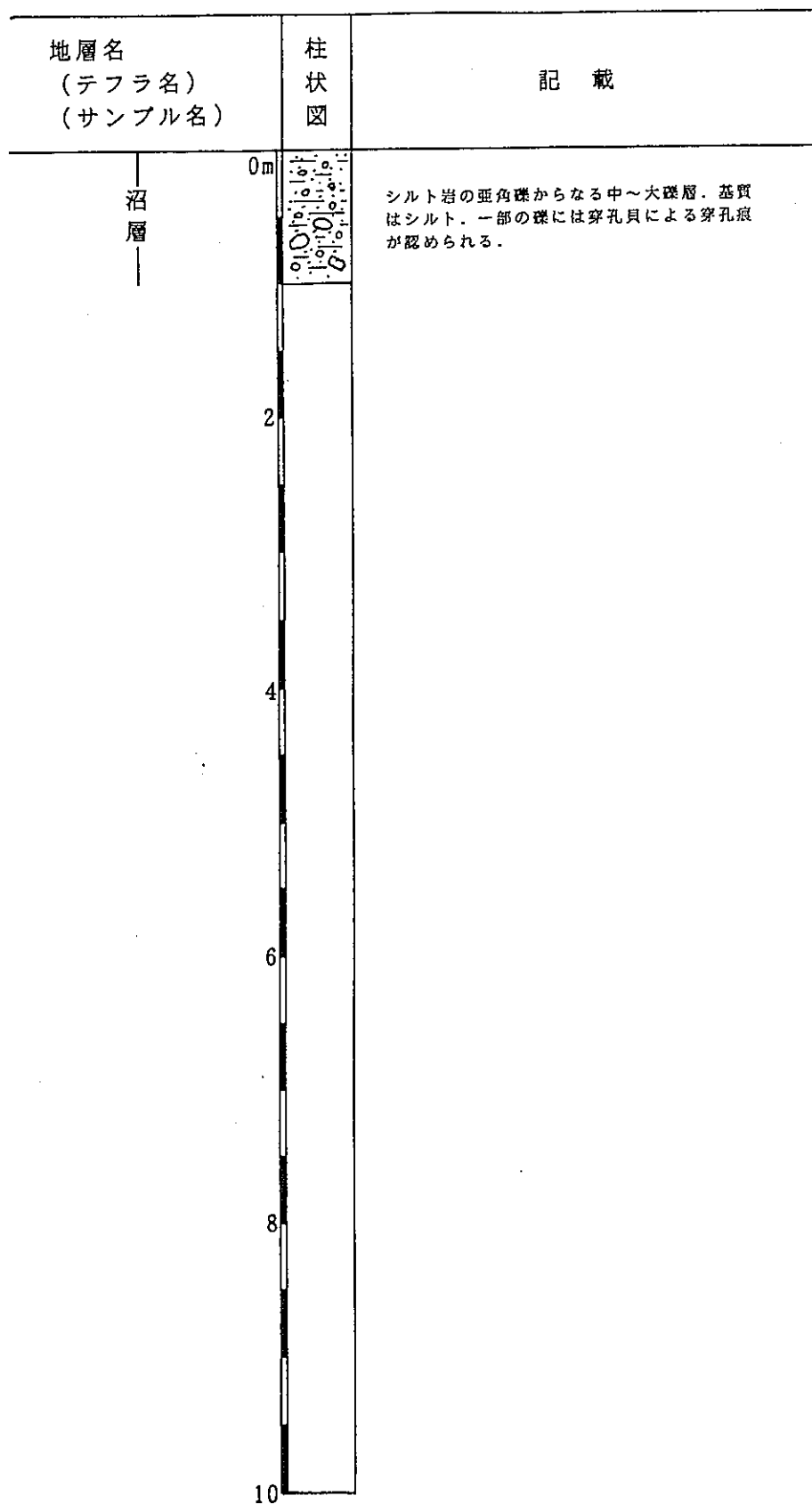


図 2. 2 - 1 2 Loc. 48の柱状図



写真 9 2 シルト岩の礫を伴う沼層
シルト岩の礫には穿孔貝による穿孔痕が認められる。

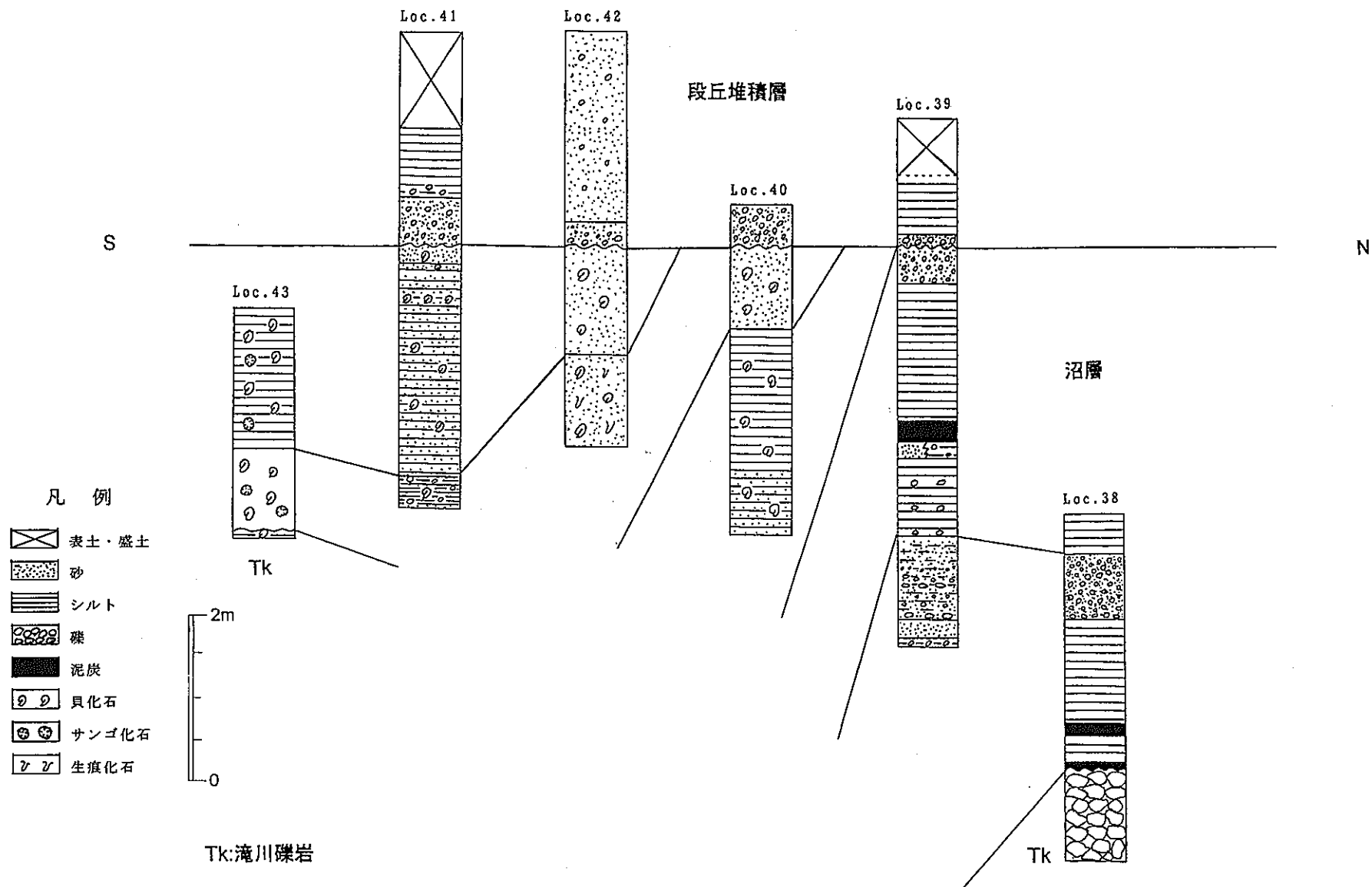


図 2. 2 - 1 3 館山市西郷平久里川流域の地層対比図

2. 2. 3 まとめ

本調査地域の研究対象である沼面は、中田ほか(1980)と同様に高位面より順に沼Ⅰ～Ⅳ面に区分される。堆積段丘面の分布する地域において、沼層の観察を行った結果、沼Ⅰ面を除く各面は沼層とそれを不整合に覆う段丘堆積層に区分され、その多くの地点で沼層中に貝化石が認められた。一方、岩石段丘面の分布する地域では、ほとんど堆積物を確認することができなかった。

木下面構成層と同様に、沼面における地殻変動を考える上での基準面の形成環境や形成年代を定量化するために、本研究では ^{14}C ・ESR・TL年代測定法、貝化石・微化石・ FeS_2 分析を行った。試料を採取する条件は木下面構成層と同様であるが、ここでも1地点で全ての条件を満足できるような露頭は見出せなかった。そこで館山市西郷の平久里川流域において、ほぼ連続した一連の露頭であるLoc. 38～42の5地点と松島・吉村(1979)で多数の ^{14}C 年代値が報告されているLoc. 43の計6地点を沼面構成層の代表的露頭として選定した。

3 年代測定および古環境解析

前章で選定した木下面構成層の代表的な地点Loc. 2, Loc. 6 (図3-1参照) および沼層の代表的な地点Loc. 38~43 (図3-2~6参照) において, 地殻運動を把握するための基準面の形成年代や形成環境を定量化する目的で, ESR年代測定法, TL年代測定法, ^{14}C 年代測定法, 貝化石・微化石(花粉, 珪藻, 有孔虫, 貝形虫)・ FeS_2 ・テフラ分析を実施した。なお, 試料の採取に先立ち, Loc. 2, Loc. 6, Loc. 38, Loc. 40, Loc. 41においては水準測量を伴う詳細露頭観察を行い, スケッチ図上に試料採取位置を明示した(図3-7~12)。測量に際しては, ポケットコンパスを使用し, 2万5千分の1地形図の水準点, 三角点ないしは標高点を仮原点の標高とした(写真93)。

Loc. 2では, 図3-13に示すように, KN-1~20の層準から各種の試料を採取した。すなわち, テフラ分析試料として木下層~新期関東ローム層の軽石または細粒火山灰から8試料, 花粉化石分析試料として木下層~常総粘土の細粒堆積物から8試料, 珪藻化石分析試料として木下層~常総粘土の細粒堆積物から6試料, 有孔虫および貝形虫化石分析試料として木下層の細粒堆積物から各々4試料, 貝化石分析試料として木下層の貝化石床から2試料, FeS_2 分析試料として木下層~常総粘土の堆積物から11試料採取した。 ^{14}C 年代測定試料として常総粘土の炭質物1試料を採取した。その採取箇所の露頭状況を写真94~102に示す。なお, 図3-13には試料採取標高を付記した。

Loc. 6では, 図3-14に示すように, KH-1~9の層準から各種の試料を採取した。すなわち, テフラ分析試料として常総粘土の軽石質シルト~細粒砂から1試料, ESR年代測定試料として木下層の自生~半自生の貝化石を4試料, TL年代測定試料として木下層の自生~半自生の貝化石を2試料, 花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫化石分析試料として木下層の細粒堆積物から各々3試料, 貝化石分析試料として木下層の貝化石床から3試料採取した。その採取箇所の露頭状況を写真103~111に示す。なお, 図3-14には試料採取標高を付記した。

Loc. 38では, 図3-15に示すように, N-1~4の層準から各種の試料を採取した。すなわち, ^{14}C 年代測定用試料として沼層の泥炭から1試料, 花粉・珪藻化石および FeS_2 分析試料として沼層のシルト~粘土から各々3試料採取した。その採取箇所の露頭状況を写真112に示す。なお, 図3-15には試料採取標高を付記した。

Loc. 39では, 図3-16に示すように, N-5~7の層準から, 花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫化石および FeS_2 分析試料として沼層のシルトおよび泥炭を各々3試料採取した。その採取箇所の露頭状況を写真113~114に示す。

Loc. 40では, 図3-17に示すように, N-8~11の層準から各種の試料を採取した。すなわち, ^{14}C 年代測定試料として沼層の自生の貝化石を1試料, ESR年代測定試料として沼層の自生の貝化石を2試料, TL年代測定試料として沼層の自生の貝化石を1試料, 花粉・

珪藻・有孔虫・貝形虫化石および FeS_2 分析用試料として沼層のシルトから各々1試料，貝化石分析試料として2試料採取した。その採取箇所の露頭状況を写真115～117に示す。なお，図3-17には試料採取標高を付記した。

Loc. 41では，図3-18に示すように，N-14～17の層準から各種の試料を採取した。すなわち， ^{14}C 年代測定試料として沼層の自生の貝化石を1試料，ESR年代測定試料として沼層の自生の貝化石を2試料，TL年代測定試料として沼層の自生の貝化石を1試料，花粉・珪藻化石および FeS_2 分析用試料として沼層～沼Ⅲ面段丘堆積層の細粒砂～シルトから各々3試料，有孔虫・貝形虫化石分析試料として沼層の細粒砂から各々2試料，貝化石分析試料として2試料採取した。その採取箇所の露頭状況を写真118～120に示す。なお，図3-18には試料採取標高を付記した。

Loc. 42では，図3-19に示すように，沼層のN-12～13の2層準から貝化石分析試料を採取した。

Loc. 43では，図3-20に示すように，沼層のN-18～19の2層準から貝化石分析試料を採取した。

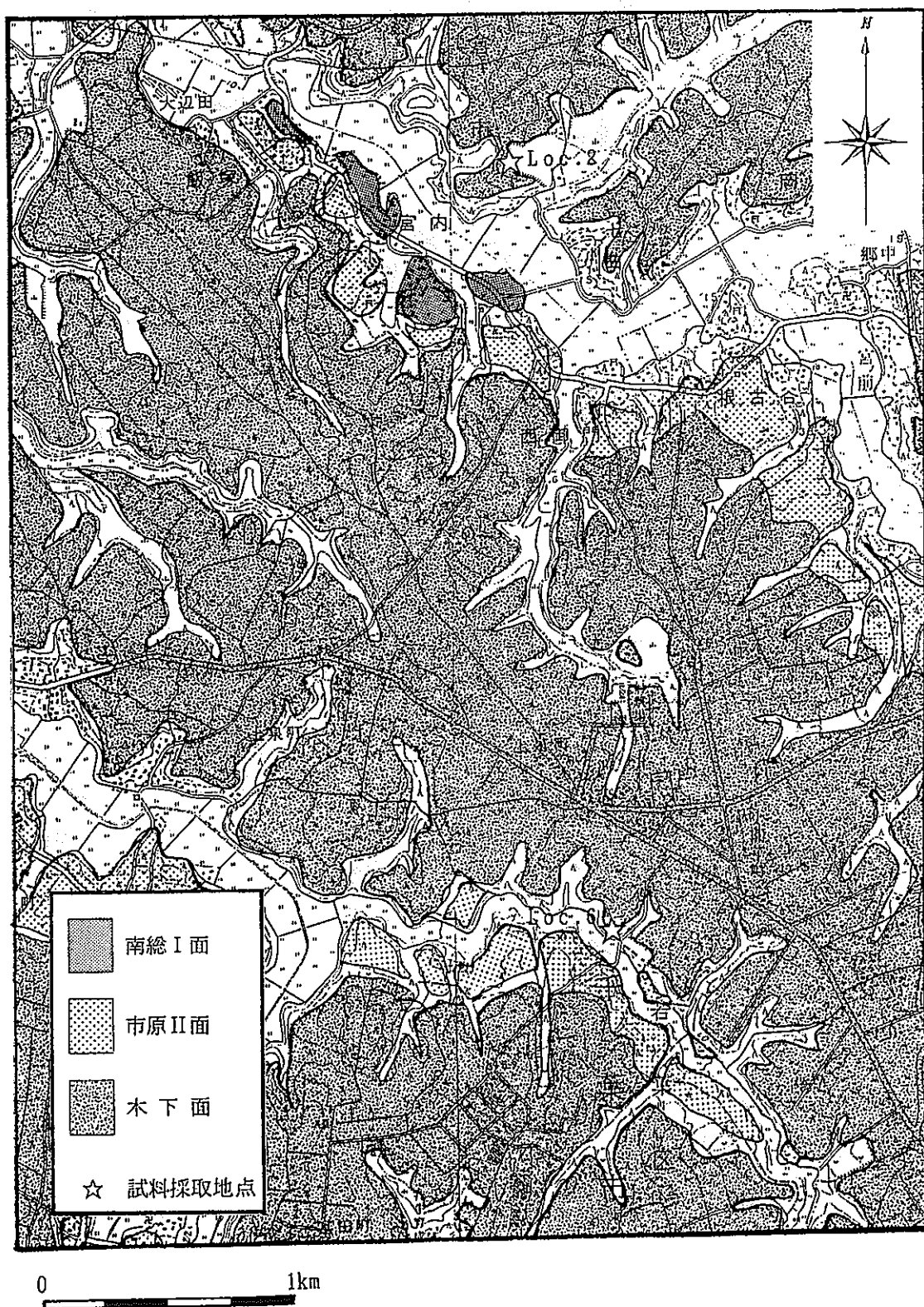


図3-1 木下面構成層の露頭観察および試料採取地点

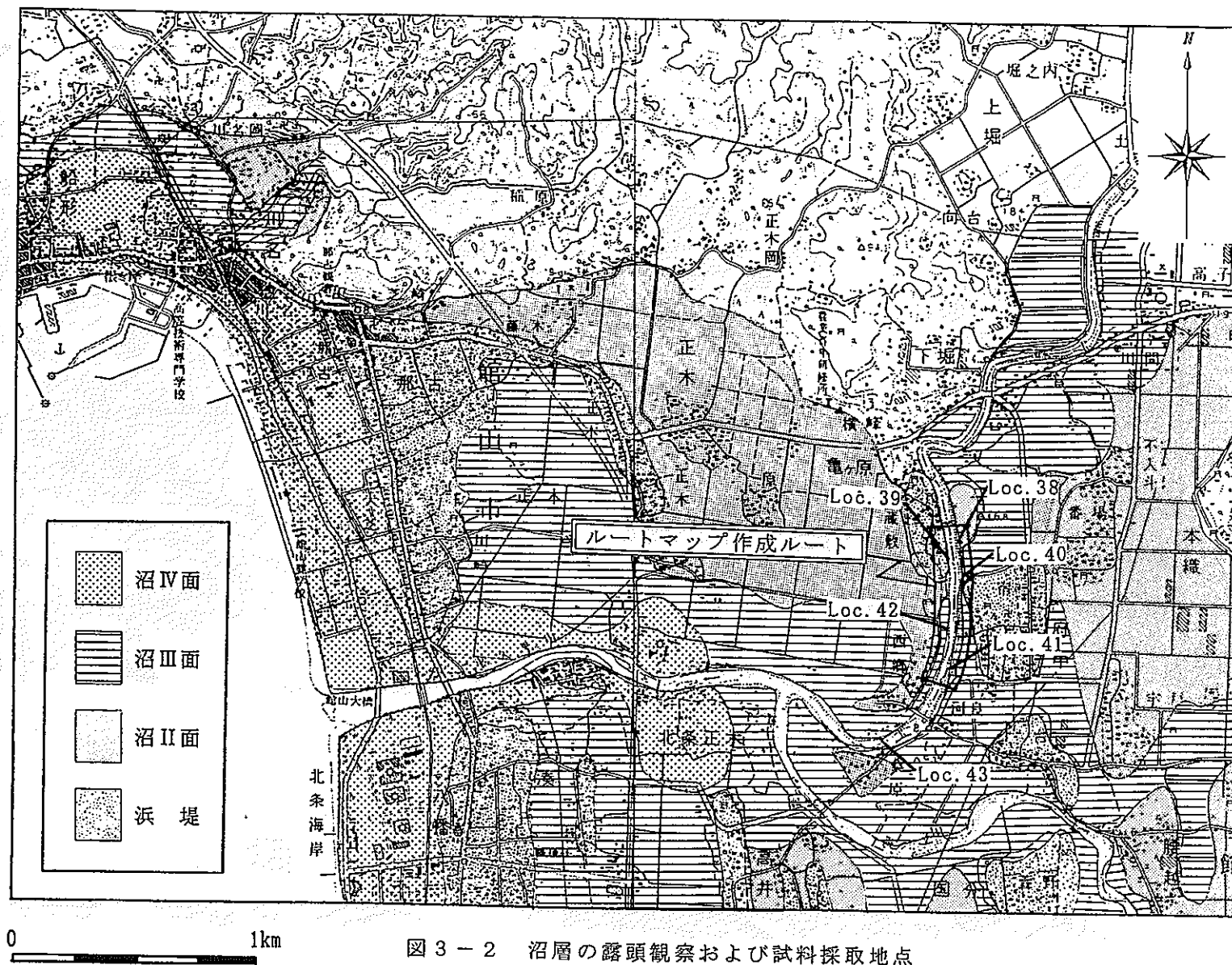


図3-2 沼層の露頭観察および試料採取地点

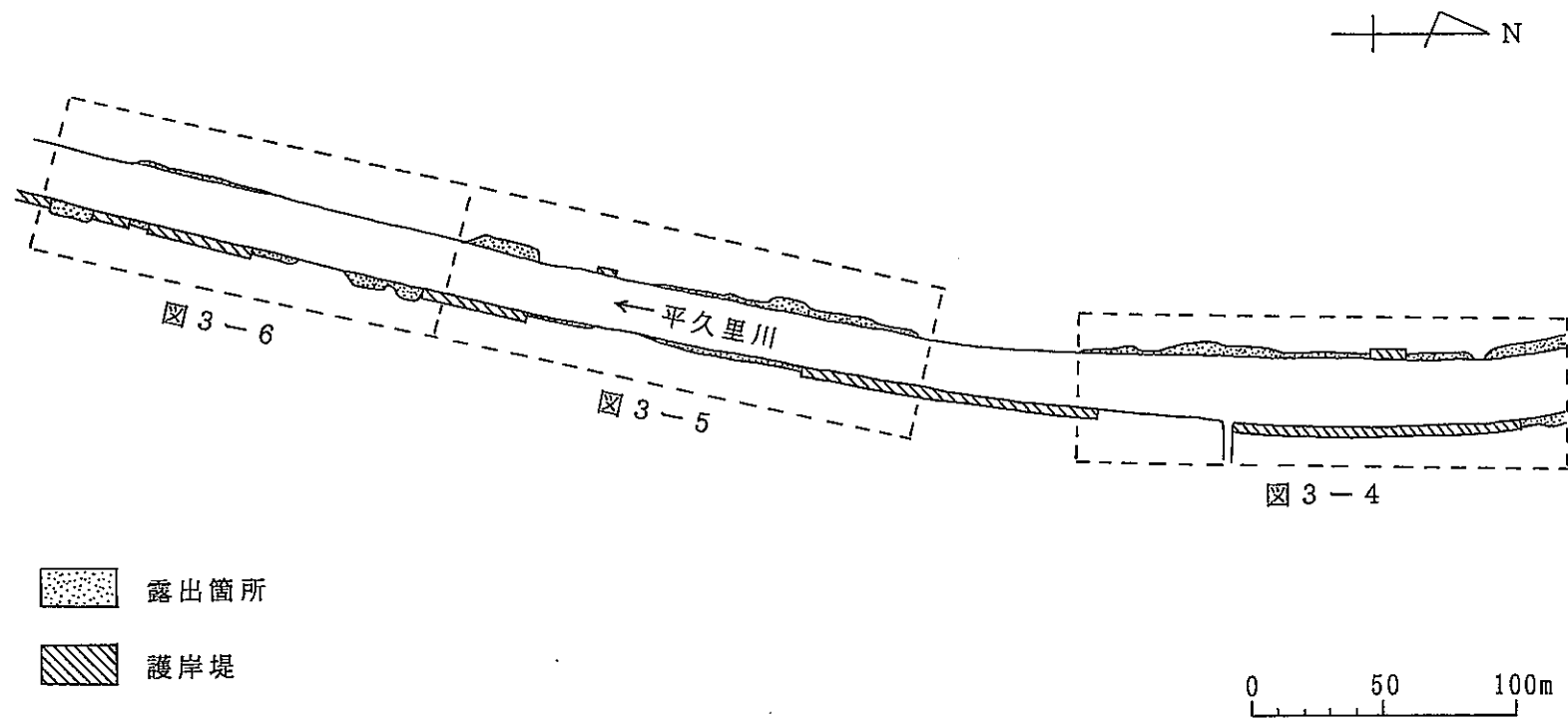


図 3-3 平久里川沿いルートマップ作成位置図

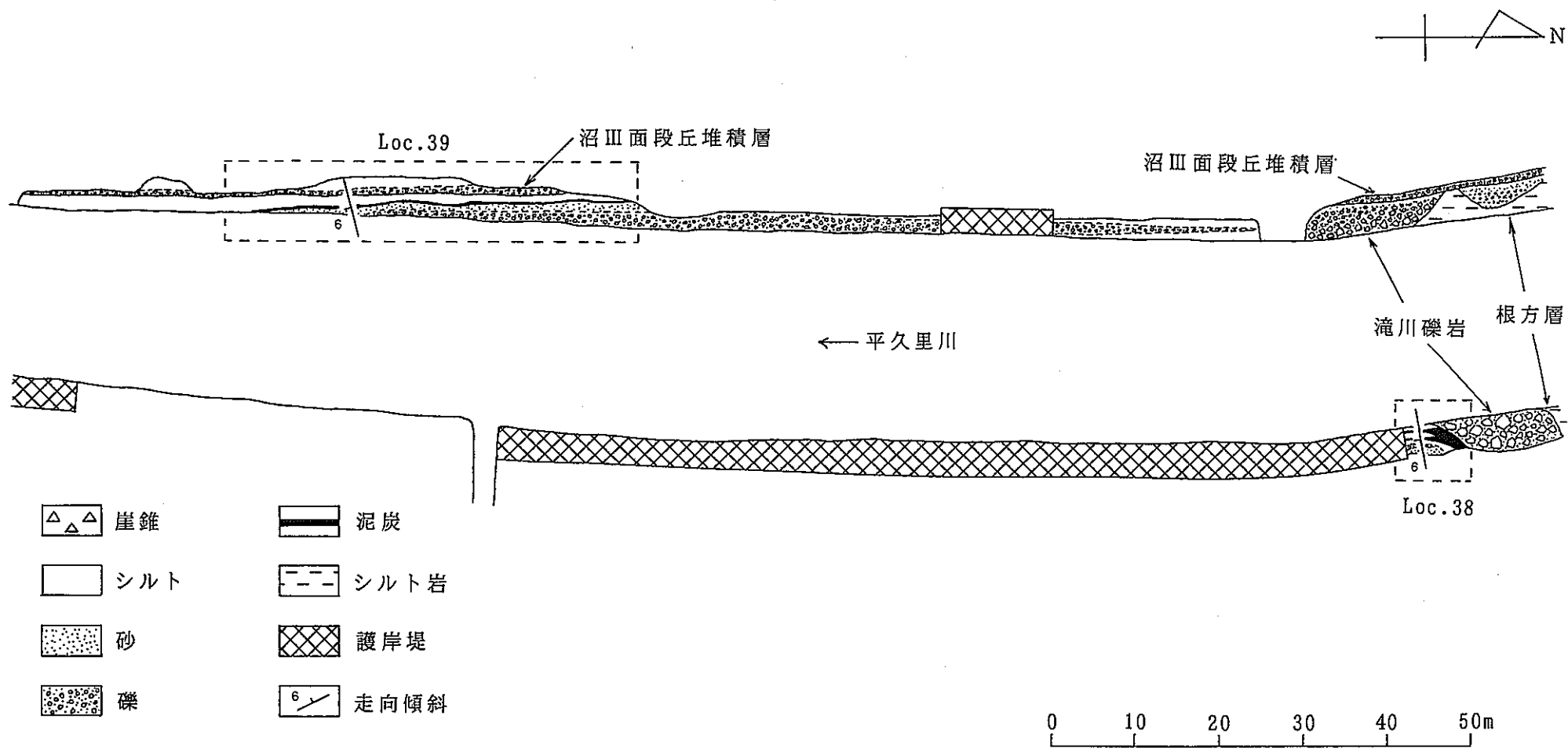


図 3-4 平久里川沿いルートマップ その 1

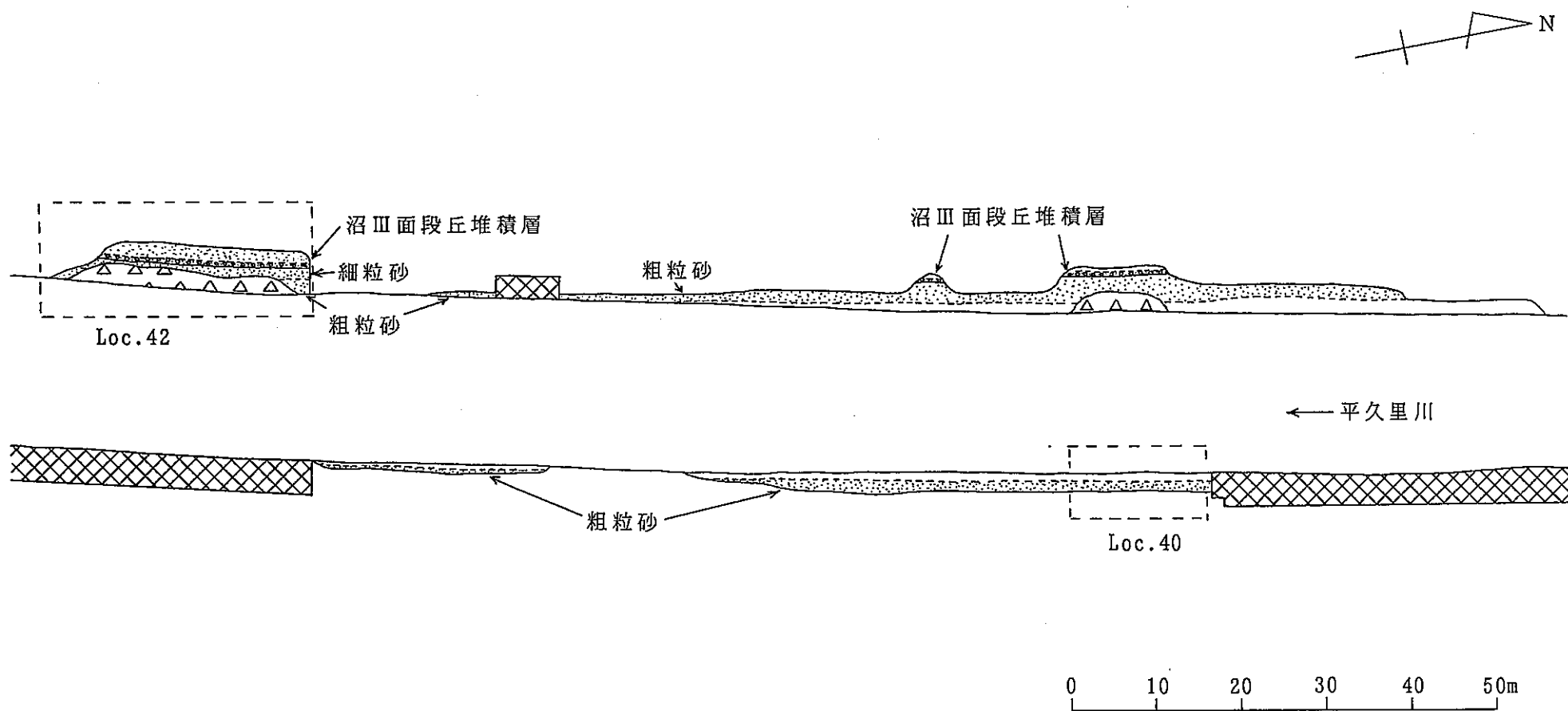


図 3 - 5 平久里川沿いルートマップ その 2

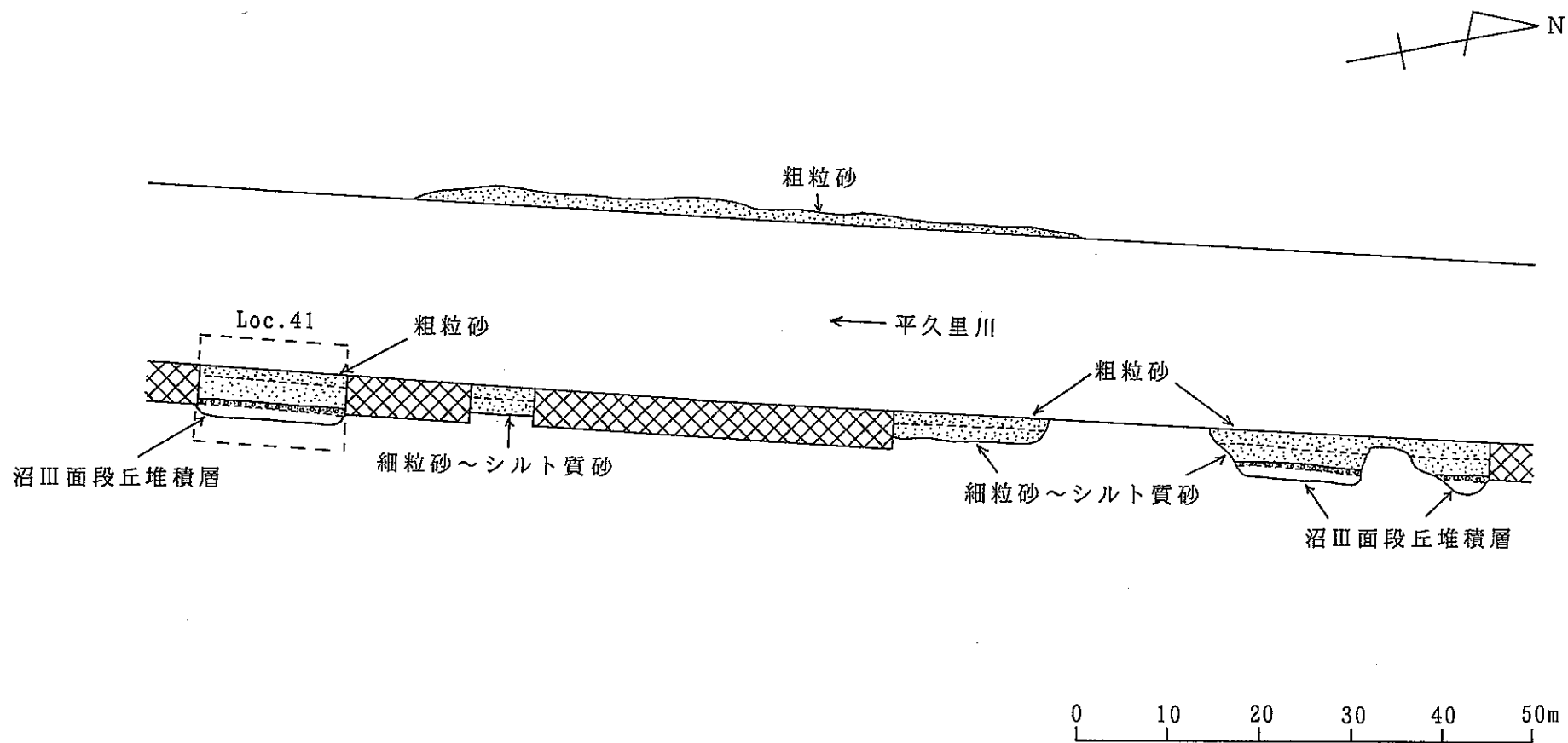


図3-6 平久里川沿いルートマップ その3

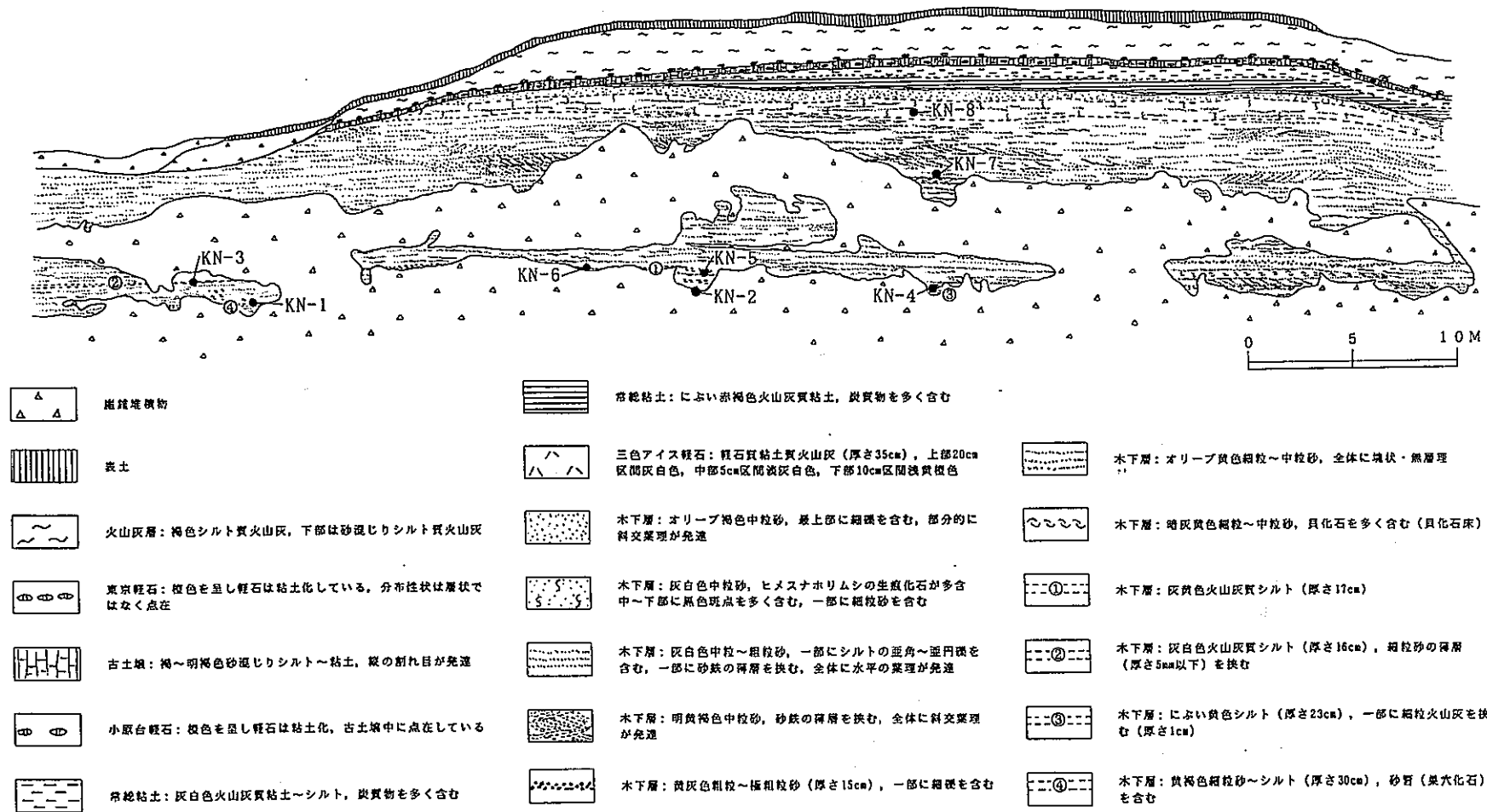


図3-7 Loc.2の露頭スケッチおよび試料採取位置 その1

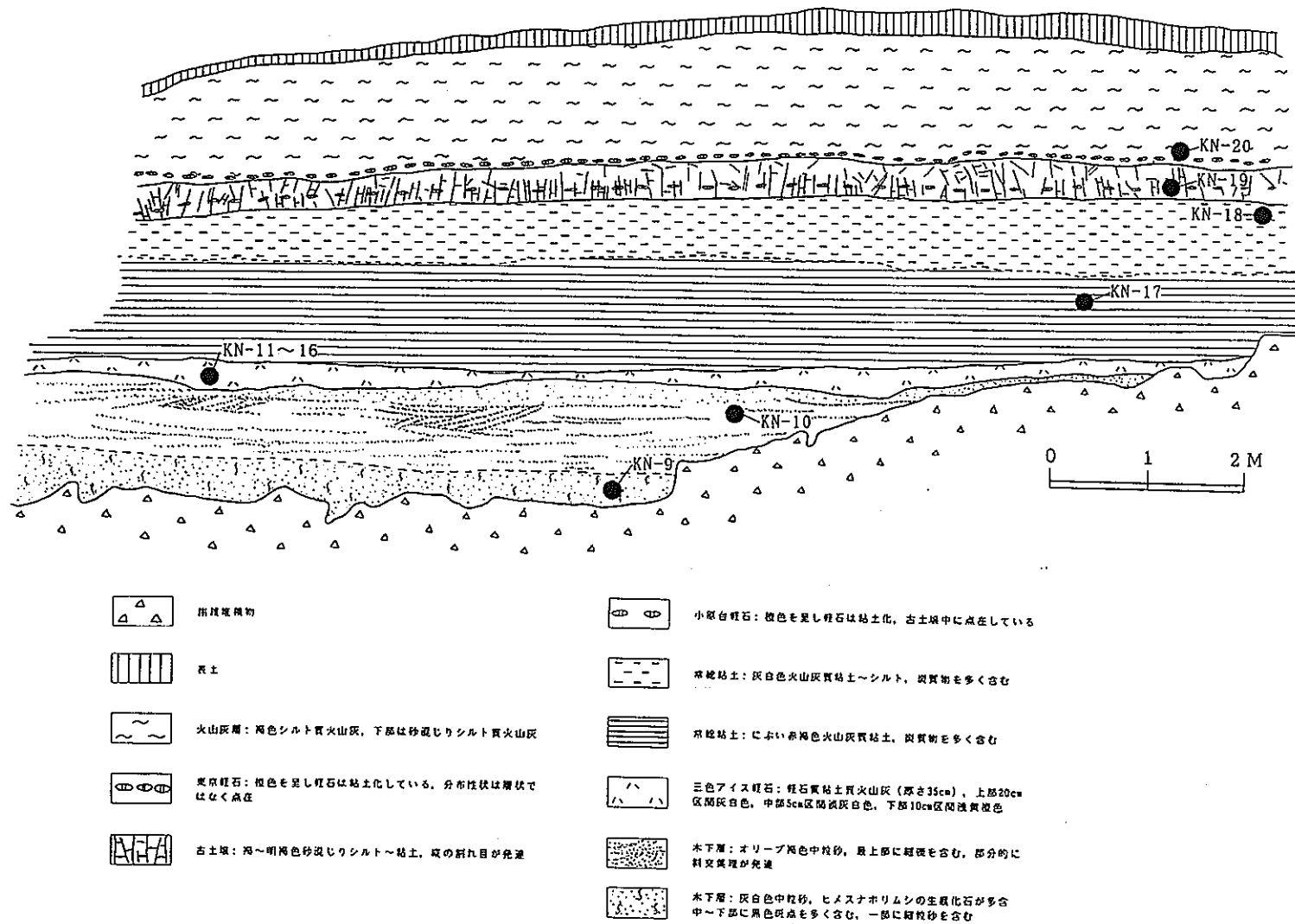


図 3 - 8 Loc.2の露頭スケッチおよび試料採取位置 その 2

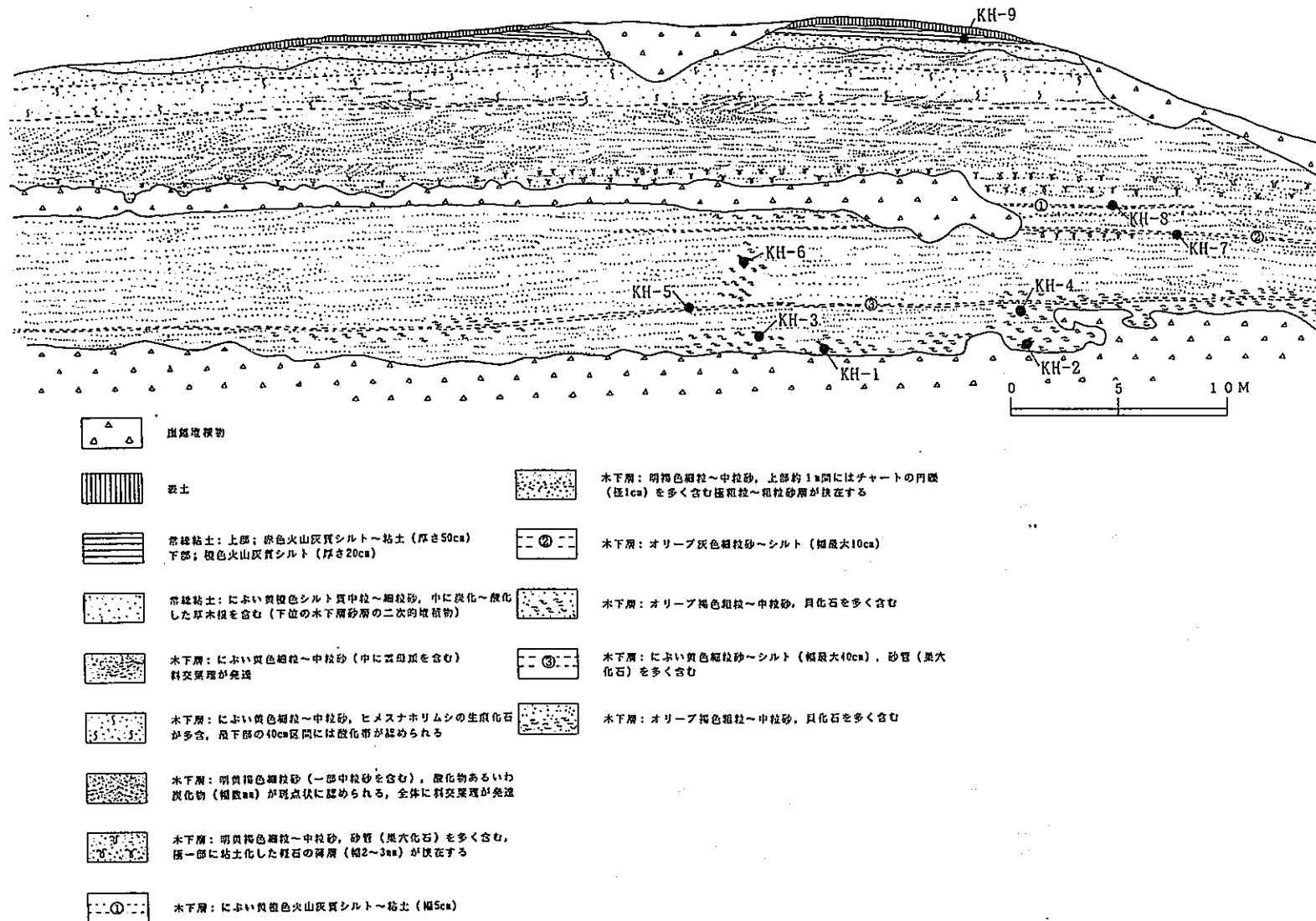
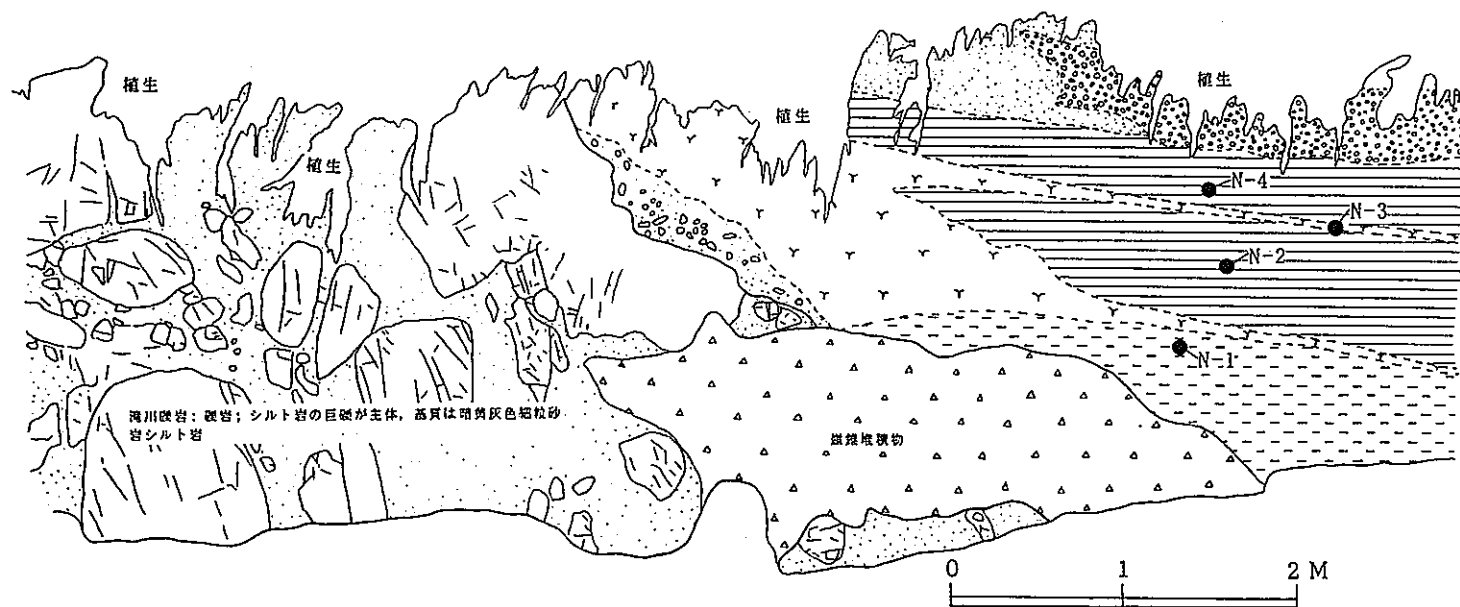


図 3 - 9 Loc. 6の露頭スケッチおよび試料採取位置



- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | 沼層：砂礫・砂岩・シルト岩の互角～亜互層（径10cm以下）を主体とし炭灰岩類を含む。基質は褐色粗粒～極粗粒砂からなる |  | 沼層：オリーブ黒色有機質粘土，中に炭質物を含む |
|  | 沼層：オリーブ黒色細砂，塊状・無層理 |  | 沼層：暗オリーブ灰色砂質シルト～粘土，中に炭質物を含む |
|  | 沼層：暗青灰色シルト～粘土，全体にやや有機質で炭質物が散在 |  | 沼層：角礫層；シルト岩の角～亜角礫（径10～20cm）からなり，基質は暗オリーブ褐色有機質砂質シルト |

図 3-10 Loc. 38の露頭スケッチおよび試料採取位置

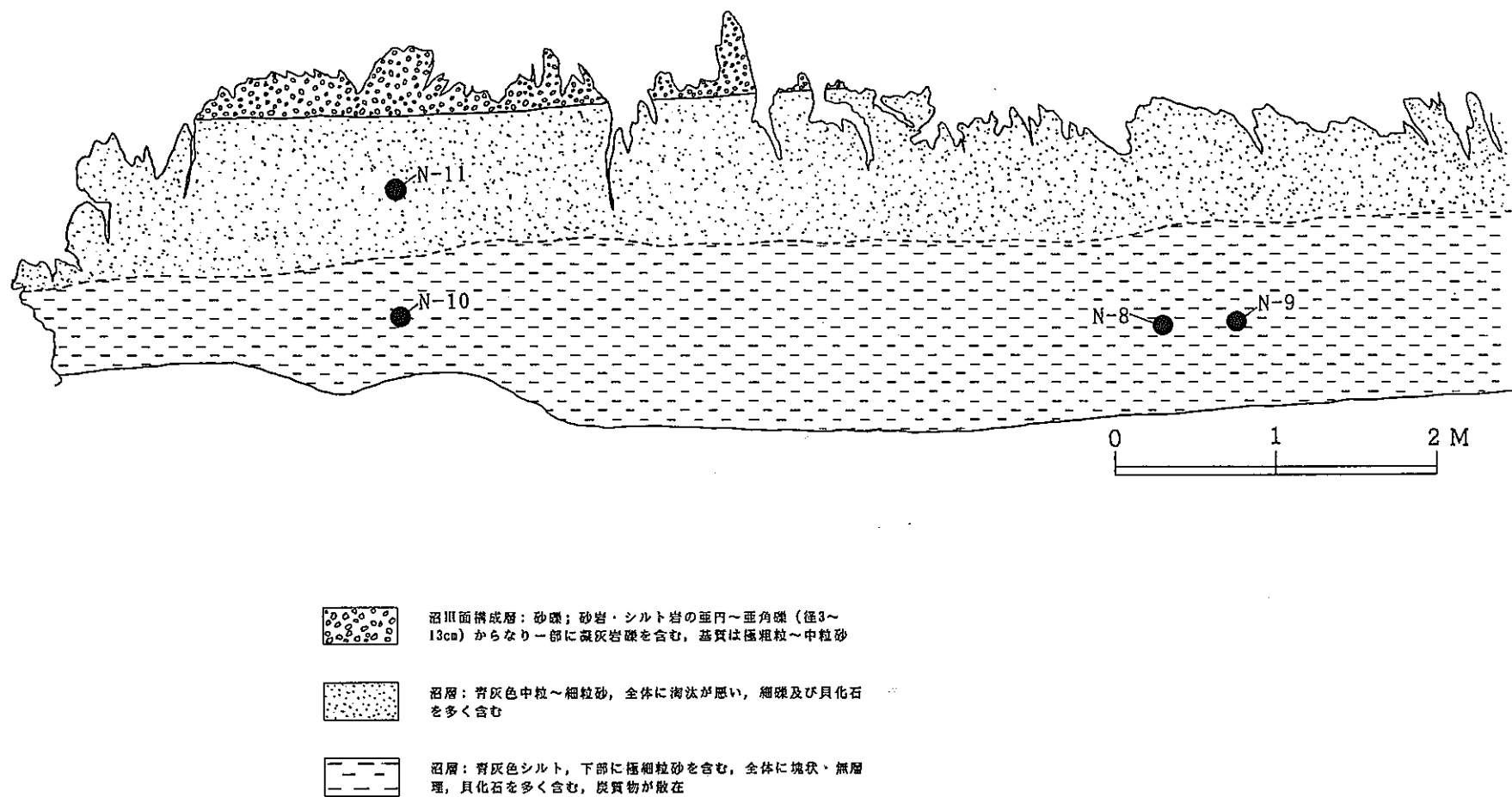


図3-11 Loc. 40の露頭スケッチおよび試料採取位置

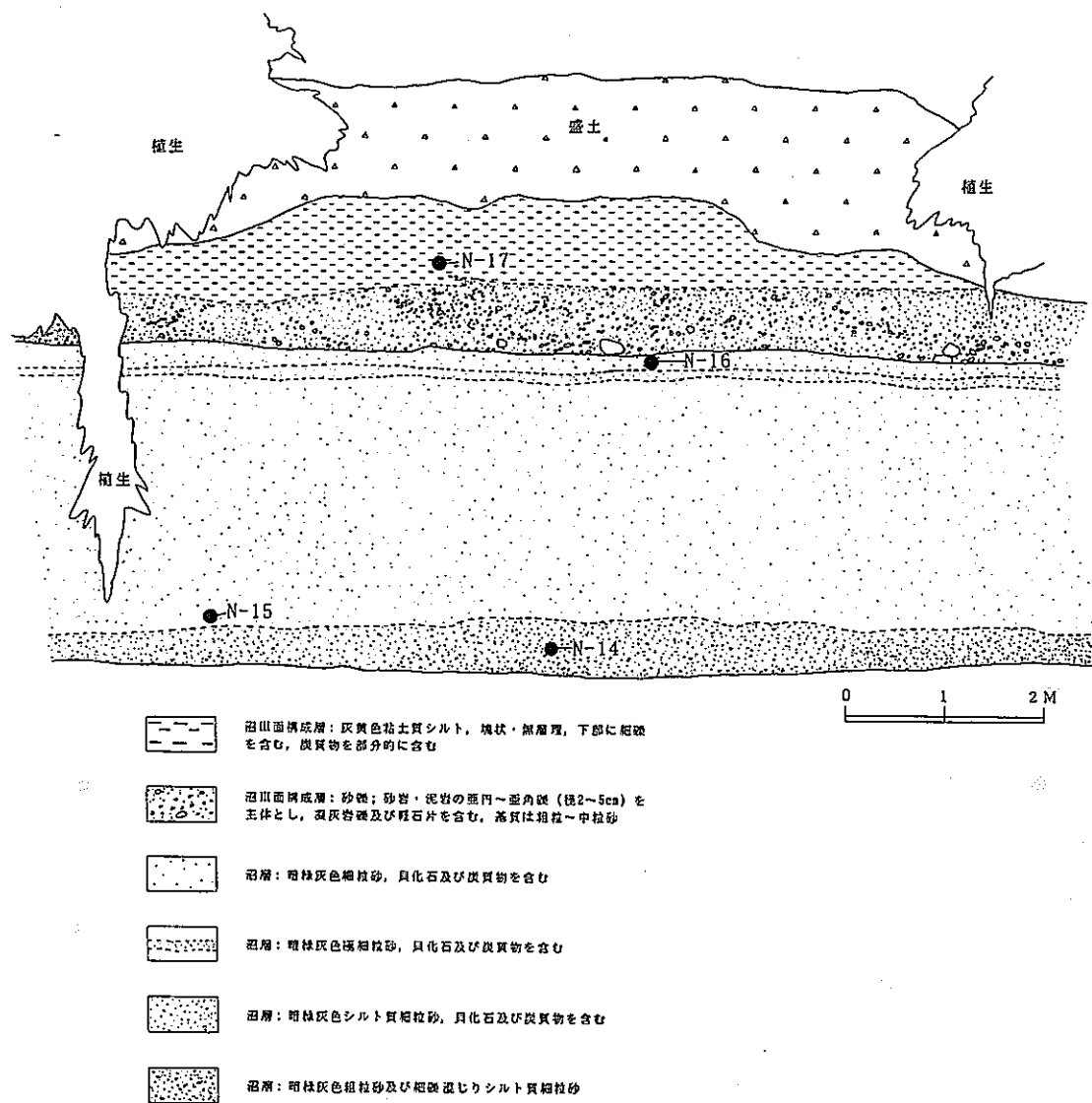


図 3 - 1 2 Loc. 41の露頭スケッチおよび試料採取位置



写真 9 3 千葉市小間子町付近のLoc.6に至る途中の測量風景

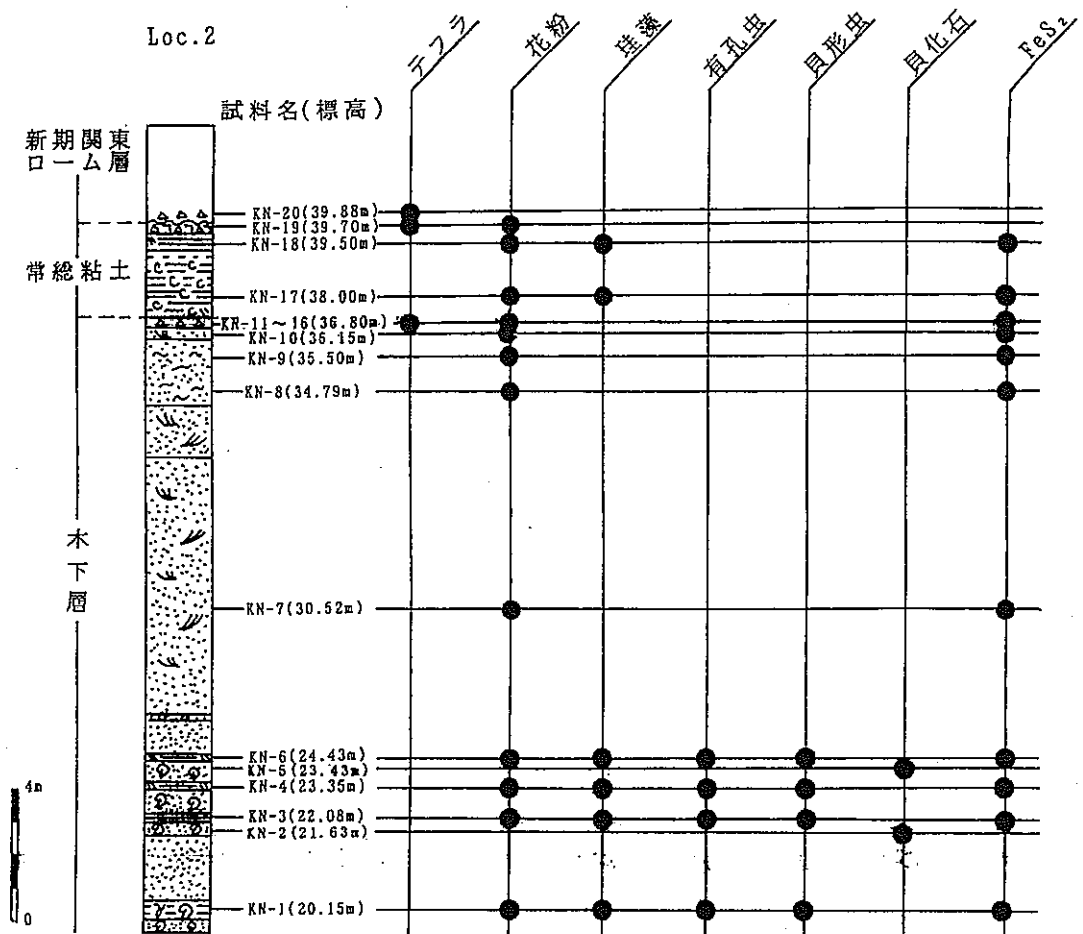


図 3 - 1 3 Loc.2の各種試料採取層準

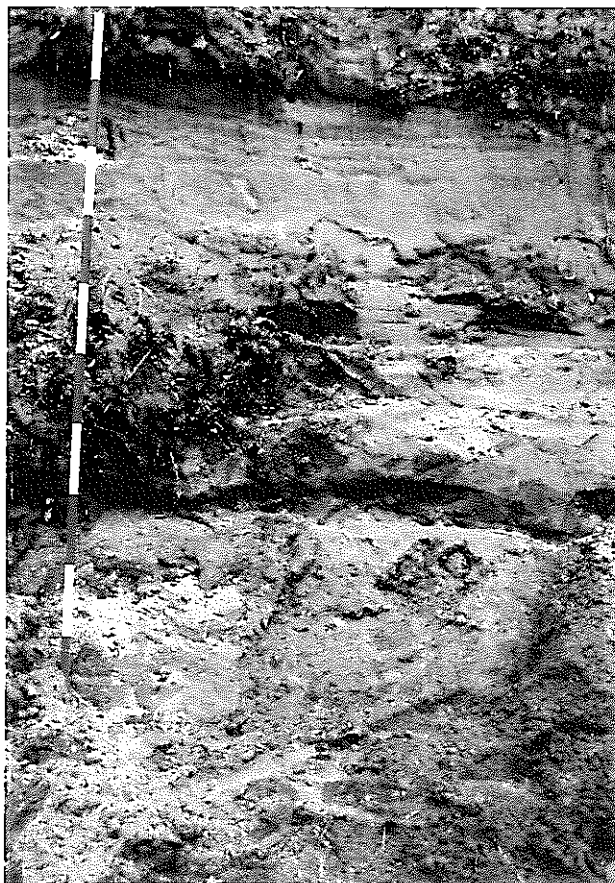


写真94 KN-1の試料採取層準
微化石鑑定用試料と FeS_2 分析用
試料として貝化石や生痕化石を
伴うシルトを採取した。

← KN-1



写真95 KN-2およびKN-5の試
料採取層準
貝化石貝化石を下位の層準KN-2
と上位の層準KN-5から採取した。

← KN-5

← KN-2



写真 9 6 KN-3の試料採取層準
微化石試料と FeS_2 分析用試料と
して、KN-2とKN-5の間に挟在す
る火山灰質シルト層を採取した。

← KN-3

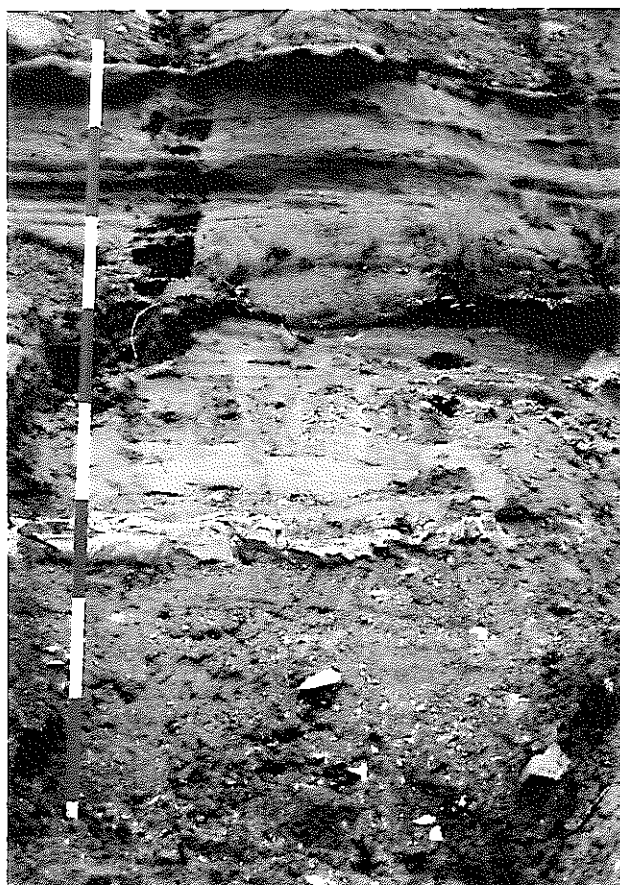


写真 9 7 KN-4の試料採取層準
微化石試料と FeS_2 分析用試料と
して、KN-2とKN-5の間で、KN-3
の上位に挟在する火山灰質シル
ト層を採取した。

← KN-4



写真 9 8 KN-6の試料採取層準
微化石試料と FeS_2 分析用試料と
して、KN-5の上位の火山灰質シ
ルト層を採取した。

KN-6

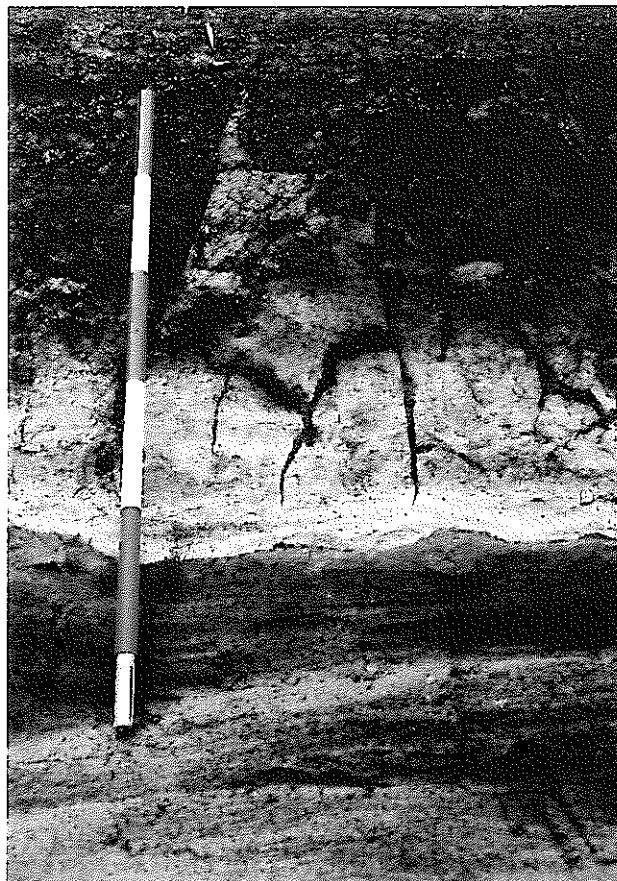


写真 9 9 KN-11~16の試料採取層準
テフラ鑑定用試料と FeS_2 分析用
試料として、木下層最上部に挟
在する軽石質粘土質火山灰を採
取した。なお、火山灰は軽石か
らなる部分と細粒部とが交互に
繰り返すため6層準にわたり採
取した。

KN-16

KN-15

KN-14

KN-13

KN-12

KN-11



写真100 KN-17の試料採取層準
微化石試料と FeS_2 分析用試料として、常総粘土下部の炭質物を多く含むにぶい赤褐色火山灰質粘土を採取した。

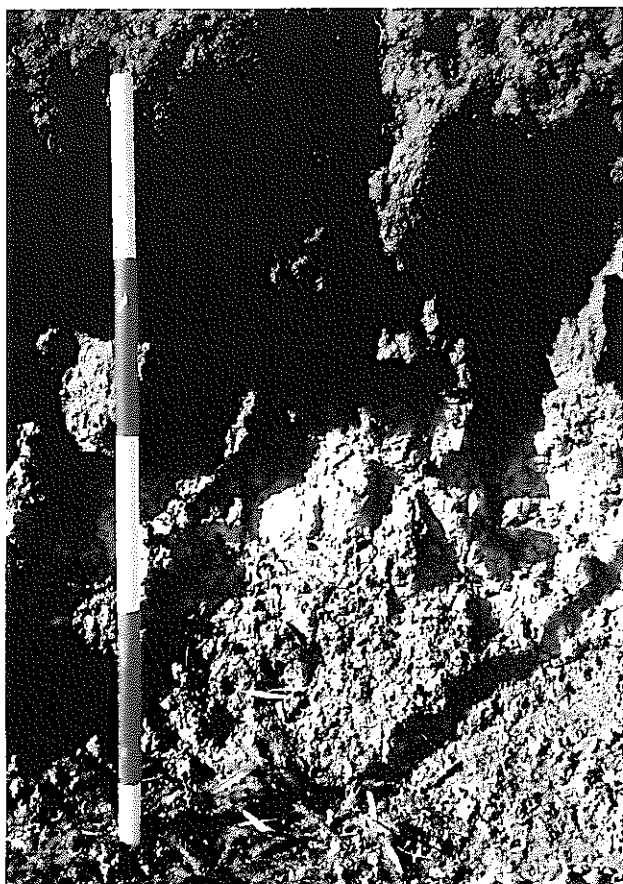


写真101 KN-18の試料採取層準
微化石試料と FeS_2 分析用試料として、常総粘土上部の灰白色火山灰質粘土～シルトを採取した。

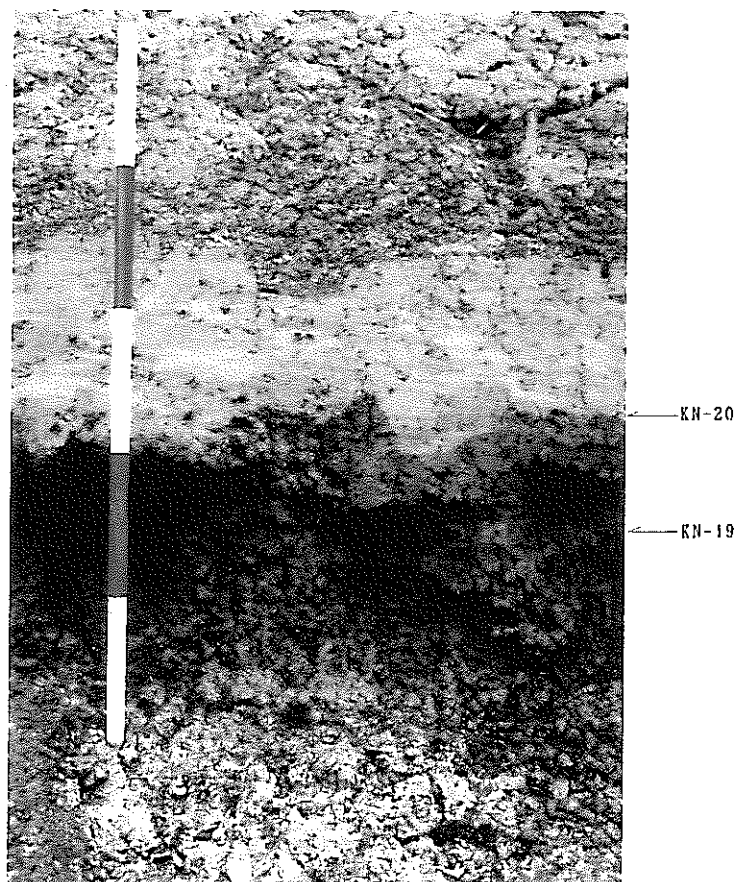


写真102 KN-19およびKN-20の試料採取層準

KN-19では、常総粘土最上部の褐～明褐色砂混じり粘土～シルトと、その中に斑点状に分布する橙色軽石を、それぞれ微化石試料とテフラ鑑定用試料として採取した。KN-20では新期関東ローム層下部に散在する橙色軽石をテフラ鑑定用試料として採取した。

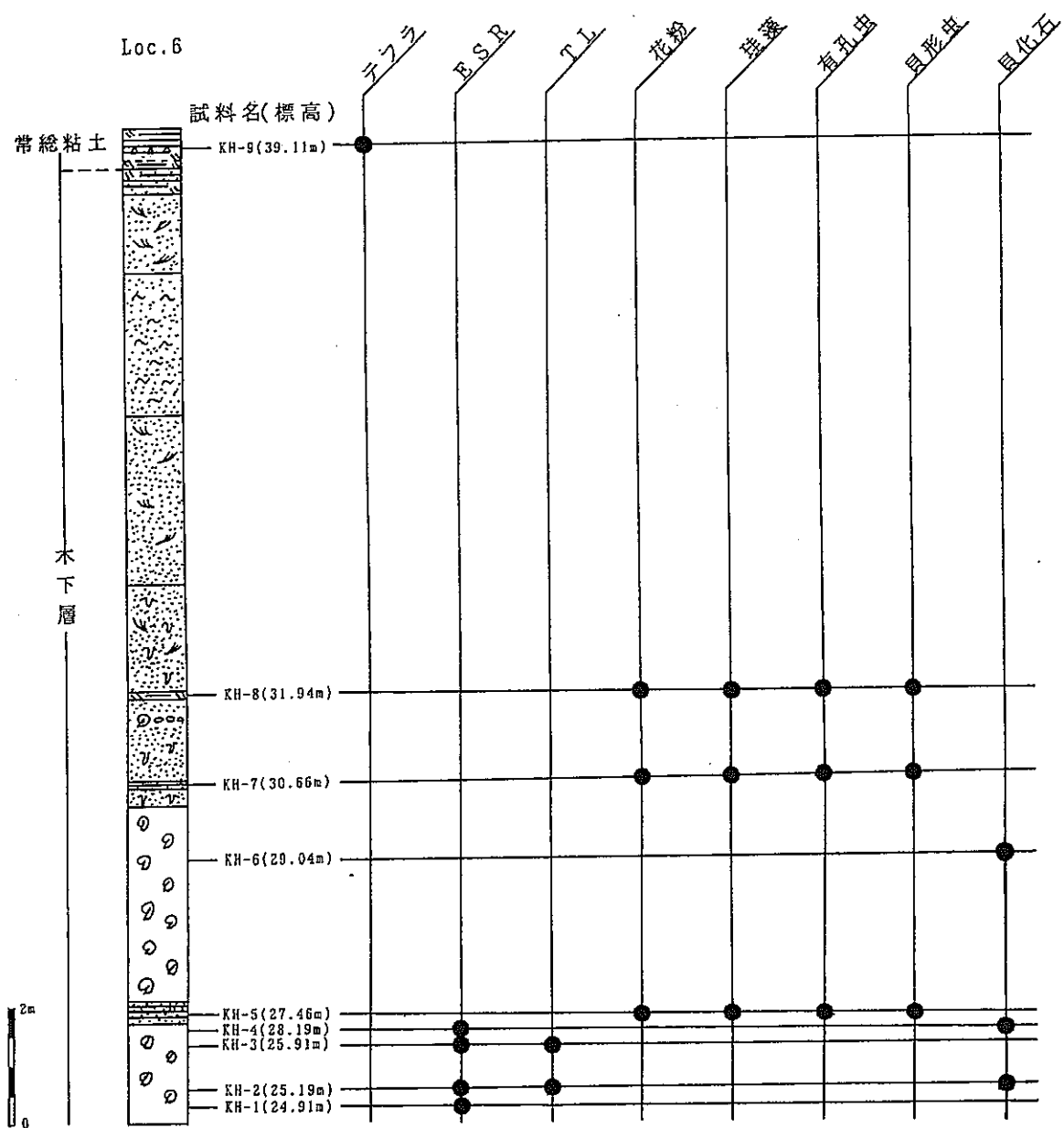


図 3 - 1 4 Loc.6の各種試料採取層準

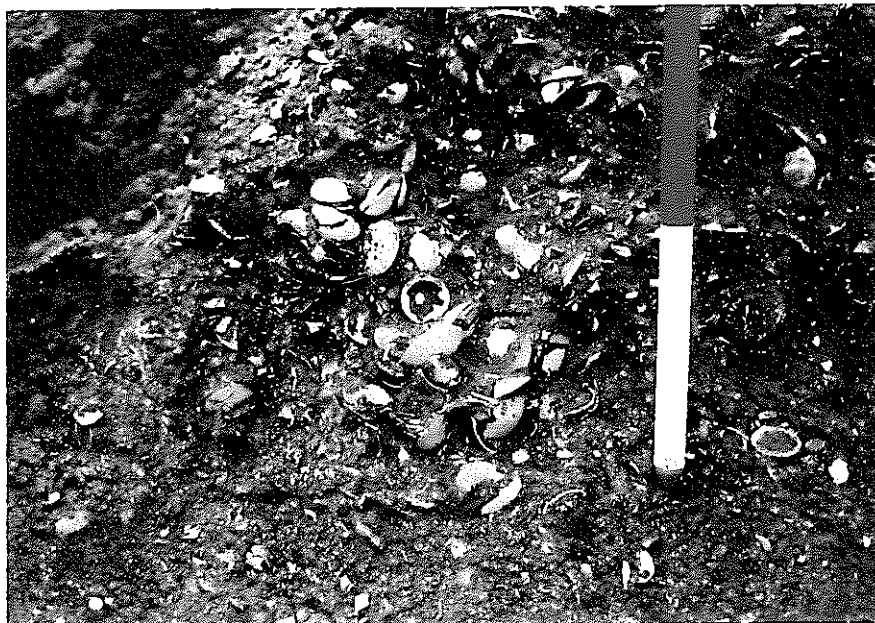


写真103 KH-1の試料採取層準
木下層下部の中～粗粒砂からなる貝化石床から，合弁の貝化石 *Glycymeris vestita* (矢印のもの) をESR年代測定用試料として採取した。



写真104 KH-2の試料採取層準
KH-1のやや上位に位置する。木下層下部の中～粗粒砂からなる貝化石床から合弁の貝化石 *Glycymeris vestita* (矢印のもの) をESR年代測定用試料とTL年代測定用試料として採取した。また，同一層準で貝化石試料を採取した。



写真105 KH-3の試料採取層準
KH-2のやや上位に位置する。木下
層下部の中～粗粒砂からなる貝化
石床から、自生の貝化石 *Tresus*
keenae (写真中央) をESR年代
測定用試料とTL年代測定用試料
として採取した。



写真106 KH-4の試料採取層準
KH-3のやや上位に位置する。木下層下部の中～粗粒砂からなる
貝化石床から、自生の貝化石 *Tresus keenae* (矢印のもの) を
ESR年代測定用試料として採取した。また、同一層準で貝化
石鑑定用試料を採取した。



写真107 KH-5の試料採取層準
木下層下部の貝化石床に挟在する砂質シルト層を微化石試料として採取した。



写真108 KH-6の試料採取層準
木下層下部の中～粗粒砂からなる貝化石床から貝化石試料を採取した。



写真109 KH-7の試料採取層準
木下層中部の生痕化石を伴う細～中粒砂中に挟在するシルト～細粒砂を微化石試料として採取した。

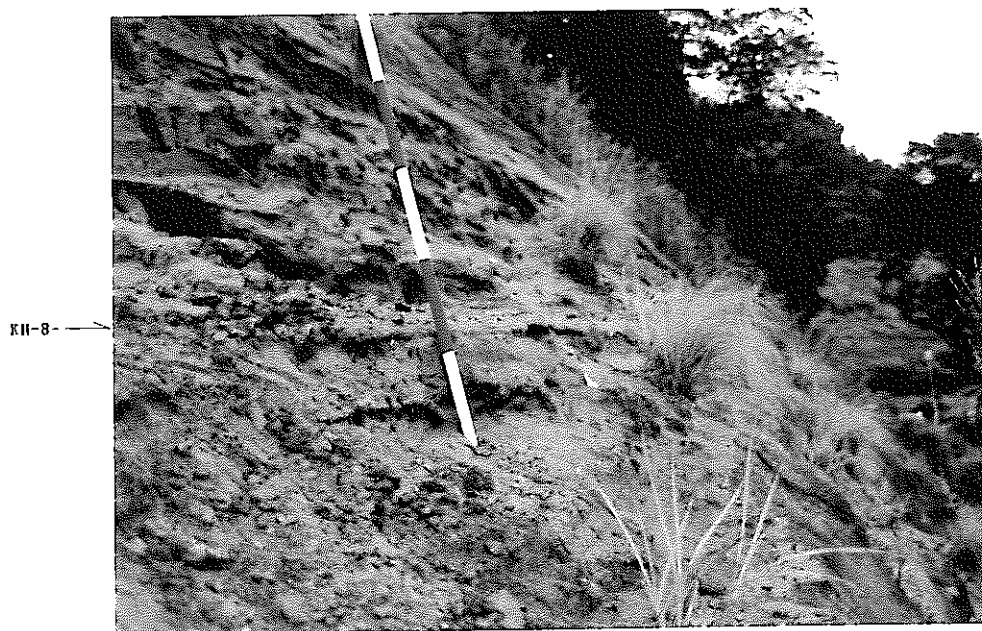


写真110 KH-8の試料採取層準
木下層中部の生痕化石を伴う細～中粒砂中に挟在する火山灰質粘土～シルト層を微化石試料として採取した。

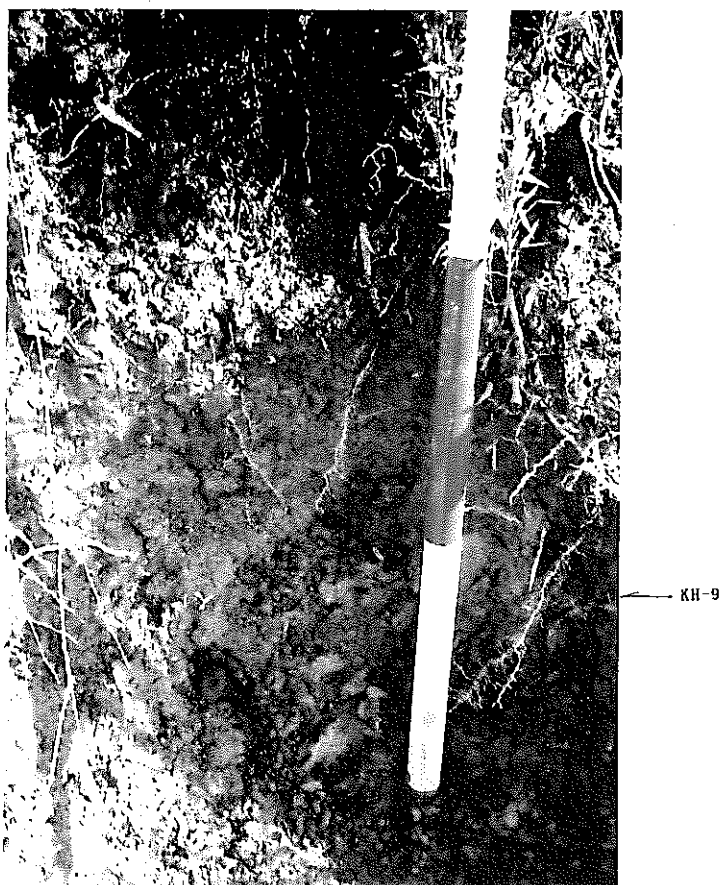


写真 1 1 1 KH-9の試料採取層準
常総粘土上部の火山灰質粘土～シルト層に混じる軽石質シルト～
細粒砂を、テフラ鑑定用試料として採取した。

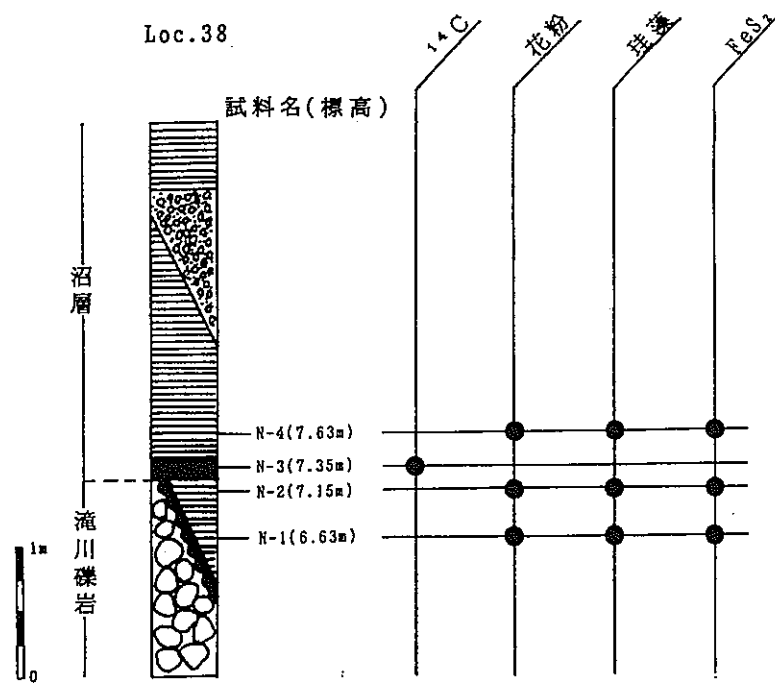


図 3 - 1 5 Loc.38の各種試料採取層準

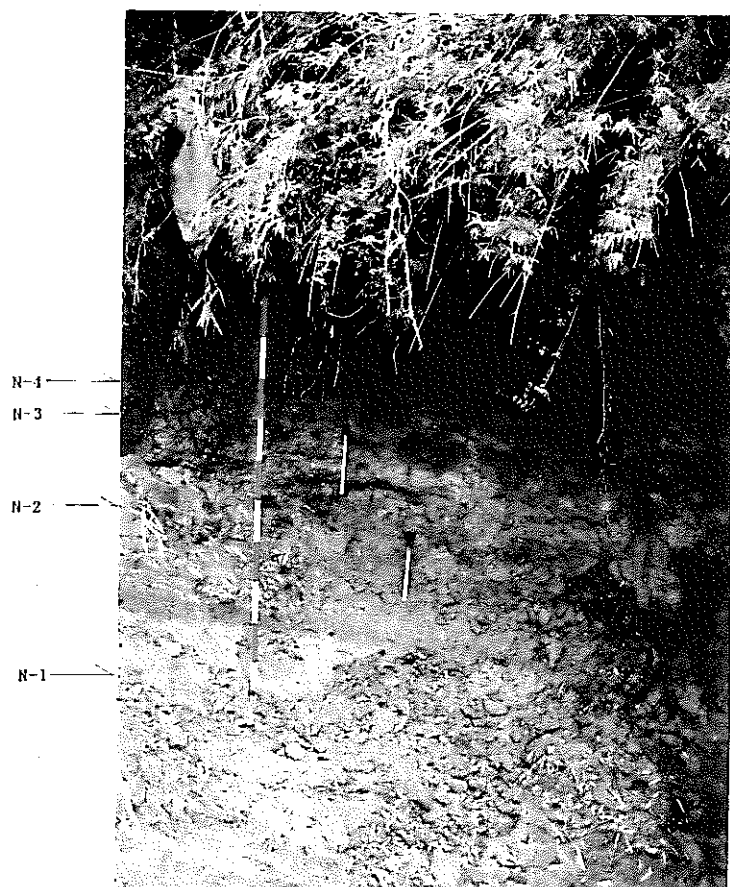


写真 1 1 2 N-1～4の試料採取層準

沼層最下部の泥炭層が挟在するシルト層。N-1, 2, 4のシルト層を微化石試料とFeS₂分析用試料として採取した。N-3では、シルト層に挟在する泥炭層を¹⁴C年代測定用試料として採取した。

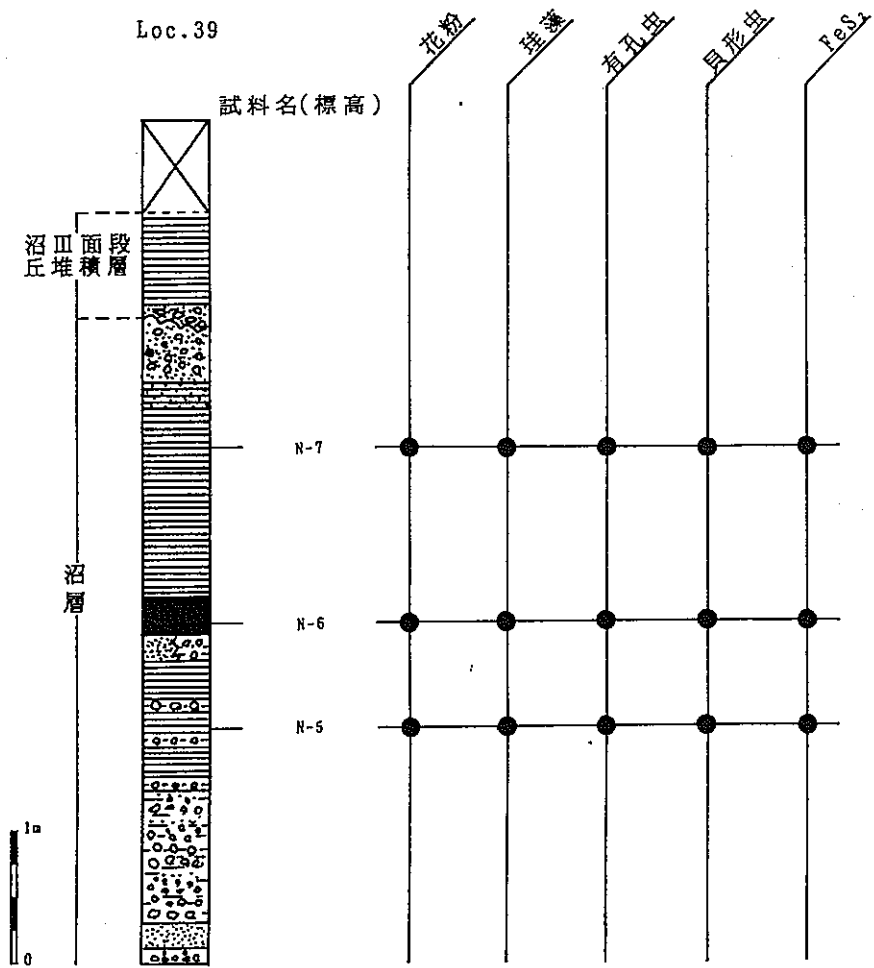


図 3 - 1 6 Loc.39の各種試料採取層準

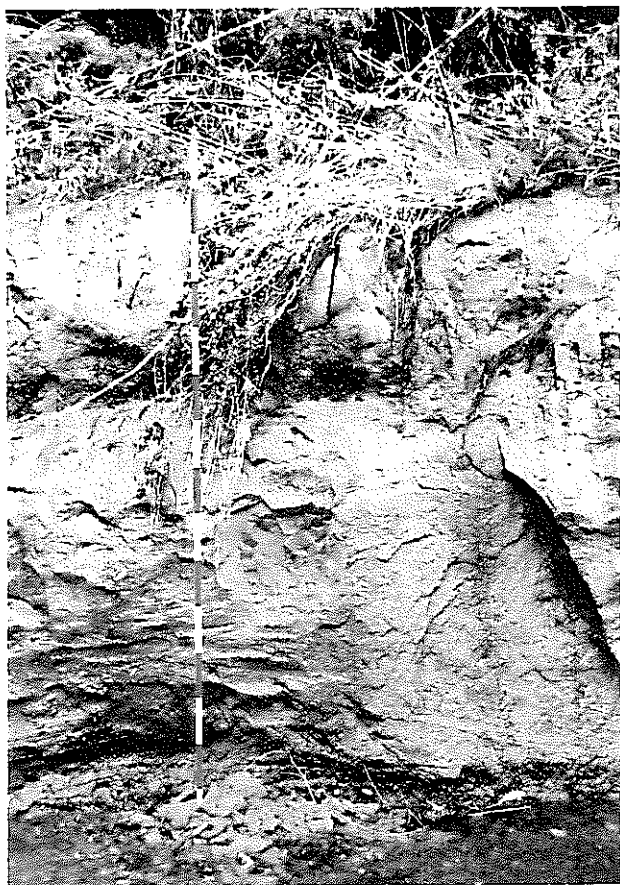


写真 1 1 3 N-5の試料採取層準
沼層下部のシルト層を微化石試
料とFeS₂分析用試料として採取
した。



写真 1 1 4 N-6, 7の試料採取
層準
沼層のシルト層と挟在する泥炭
層。泥炭層からN-6を、シルト層
からN-7を微化石試料とFeS₂分析
用試料として採取した。

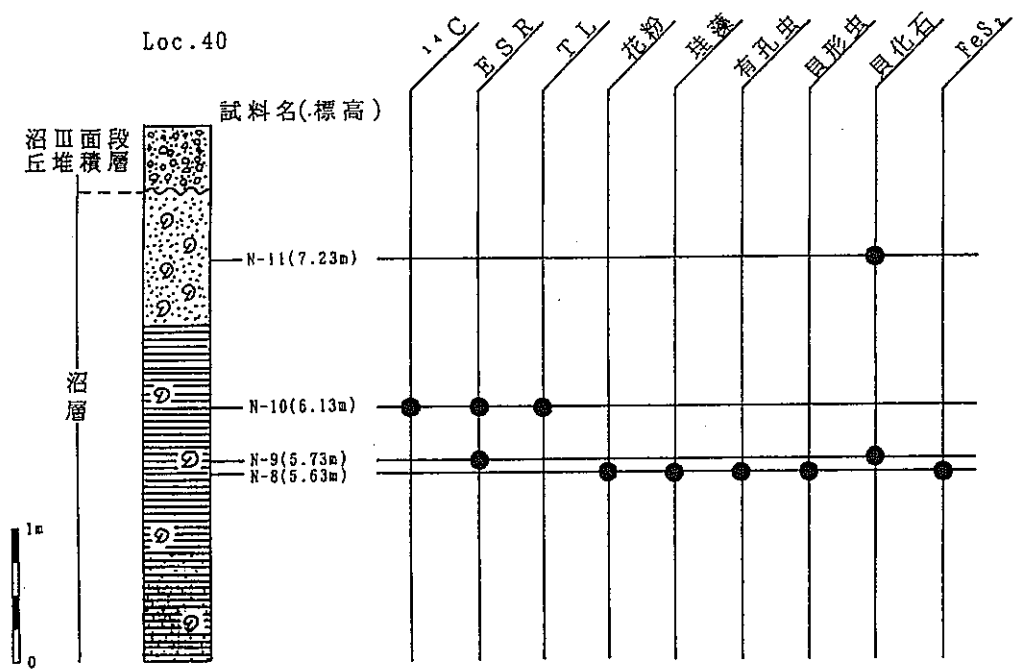


図 3 - 1 7 Loc. 40の各種試料採取層準



写真115 N-8の試料採取層準
沼層の貝化石を伴うシルト層を微化石試料とFeS₂分析用試料として採取した。



写真116 N-9の試料採取層準
N-8のやや上位層準の沼層の貝化石を伴うシルト層から、ESR年代測定用試料（自生の貝化石 *Dosinella peniciata*）と貝化石試料を採取した。



写真117 N-10の試料採取層準
N-9のやや上位層準で、沼層の貝化石を伴うシルト層から ^{14}C 年代測定用試料、ESR年代測定用試料、TL年代測定用試料として自生の貝化石 *Dosinella peniciata* を採取した。

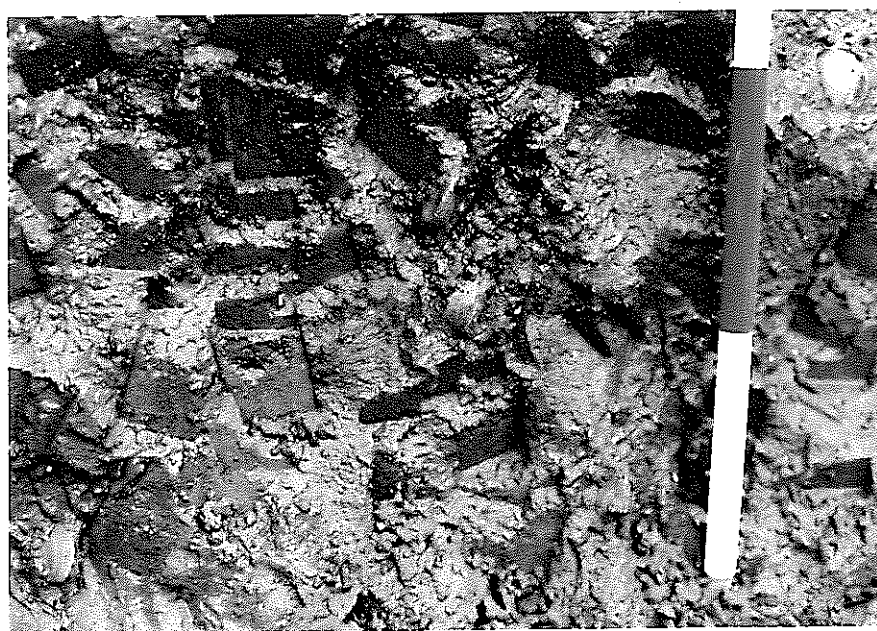


写真118 N-15の試料採取層準
沼層下部の貝化石を伴う砂質シルト層より、ESR年代測定用試料、TL年代測定用試料として自生の貝化石 *Dosinella peniciata* を採取した。また、同一層準から微化石試料、 FeS_2 分析用試料を採取した。

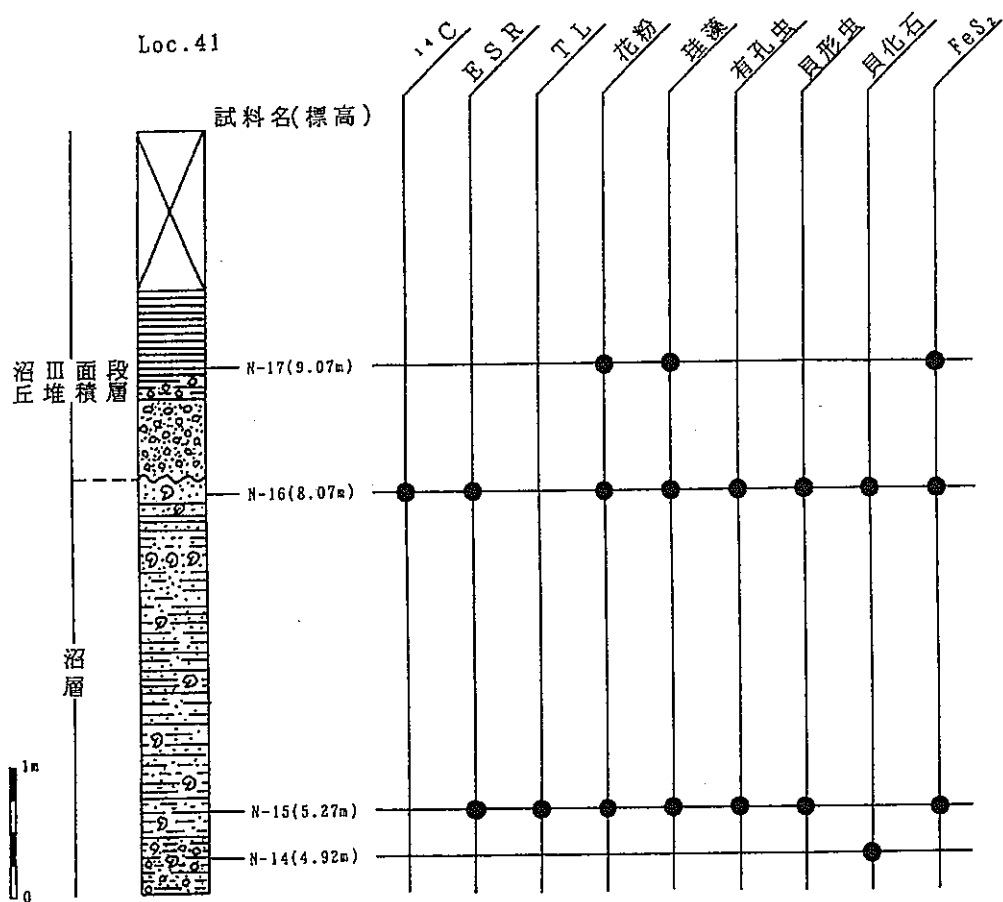


図 3 - 1 8 Loc. 41の各種試料採取層準



写真119 N-16の試料採取層準
沼層上部の貝化石を伴う砂質シル
ト層中の自生の貝化石 *Dosinella*
*peniciata*を、 ^{14}C 年代測定用試料、
ESR年代測定用試料として採取
した。また、同一層準から微化石
試料、貝化石試料および FeS_2 分析
用試料をそれぞれ採取した。



写真120 N-17の試料採取層準
沼層を不整合に覆う沼Ⅲ面段丘堆
積層上部のシルト層を、微化石試
料と FeS_2 分析用試料として採取した。

← N-17

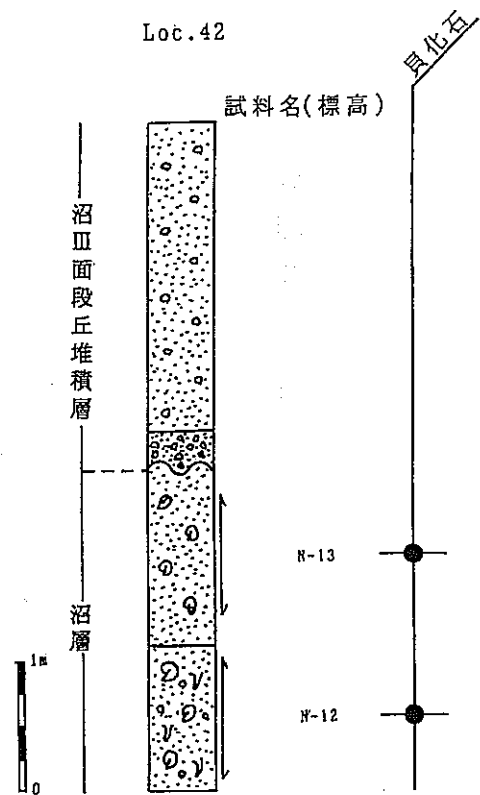


図 3 - 1 9 Loc.42の各種試料採取層準

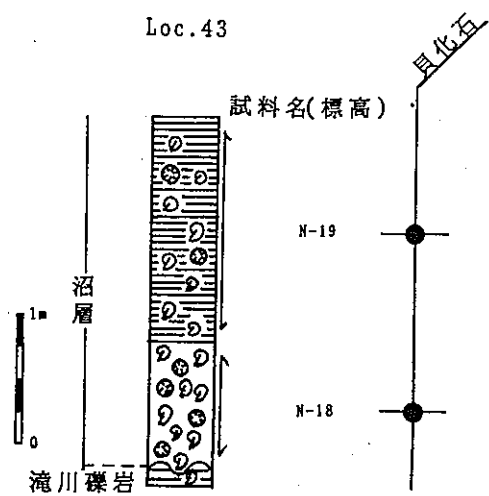


図 3 - 2 0 Loc.43の各種試料採取層準

3. 1 年代測定

地殻変動を定量的に把握するために必要な基準面の形成年代を、 ^{14}C 年代測定法、ESR年代測定法、TL年代測定法の測定結果から推定するとともに、これらの年代測定法の適性の検討を行った。

3. 1. 1 ^{14}C 年代測定

大気の上層で宇宙線の作用によってつくられた ^{14}C は、放射性的二酸化炭素 $^{14}\text{CO}_2$ となって通常の二酸化炭素に混じり、生物を媒介として形成される炭素の循環によって地球上に一定の濃度で分布するとされている。生物体に固定された ^{14}C は、生物の死後その遺体中の炭素が空気中の二酸化炭素 CO_2 や水圏の炭酸イオンと交換しなければ、その生物遺骸中の ^{14}C はその半減期によって β^- 崩壊し次第に減少する。このような生物体内中に含まれる ^{14}C の減少を利用した年代測定法が ^{14}C 年代測定法である。

^{14}C 年代測定法の前提条件は、① ^{14}C の初期濃度が正確にわかっていること、②測定試料が外部との炭素の交換が断たれた閉鎖系であったこと、③ ^{14}C の半減期が正確にわかっていることの3条件である。

①については、大気中の二酸化炭素の ^{14}C 濃度に数%の経年変動があることや特殊な生物試料では初期濃度がかなりずれている可能性のあることが判明している。しかし、現在適用されている ^{14}C 年代測定法では、 ^{14}C の初期濃度は試料の種類によらず経年的に一定であったと仮定され、通常、NBSシュウ酸標準体の ^{14}C 濃度の95%の値を ^{14}C の初期濃度として使用することが慣例となっている。なお、この濃度値は1950年の ^{14}C 濃度である。また、③の ^{14}C の半減期については、現在、 5730 ± 40 年が最も信頼し得る値として考えられているが、 ^{14}C 年代値の算出にあたっては半減期を変更することによる混乱を避けるため、Libbyの半減期 5568 ± 30 年を用いることが慣例となっている。

^{14}C 年代計算に対する基本式は、 ^{14}C の初期濃度を N_0 、測定試料のそれを N 、 ^{14}C の壊変定数を λ とすると、以下のように表される。

$$t = \frac{2.303}{\lambda} \log \frac{N_0}{N} \quad \dots\dots\dots (1)$$

また、 $\delta^{14}\text{C}$ は、NBSシュウ酸標準体の ^{14}C 濃度の95%を N_s 、測定試料のそれを N とすると次のように定義される。

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{N - N_s}{N_s} \times 1000 \quad \dots\dots\dots (2)$$

この式から

$$\frac{N_s}{N} = \frac{1000}{\delta^{14}\text{C} + 1000} \dots\dots\dots (3)$$

ここで、Libbyの半減期を用いると、 $\lambda = 1.2449 \times 10^{-4} \text{ yr}^{-1}$ となり、この値と(3)を(1)に代入して整理された以下の式で年代値を求める。

$$t = 18500 \log \frac{1000}{\delta^{14}\text{C} + 1000}$$

なお、バックグラウンド、標準体および試料の ^{14}C 濃度の測定に統計的誤差が内在するために、通常標準偏差(1 σ)を各測定年代値に付与する。

今回の ^{14}C 年代測定は、テレダイン ジャパン株式会社に依頼した。その測定方法および測定結果は、巻末の添付資料-1に示したが、以下に測定方法および測定結果を要約して示す。

(1) 試料および前処理

年代測定に供した試料は、沼層の泥炭(N-3)および貝化石(N-10, N-16)の4試料であり、貝化石試料はいずれも自生の産状を示す *Dosinella penicillata* である。 ^{14}C 年代測定を行うためには少なくとも4g以上の炭素含有量が必要なため、泥炭については乾燥重量で100g以上を、貝化石については乾燥重量で40~80g(個体数にして4~8個体)を試料とした。なお、常総粘土から採取した炭質物は十分な炭素含有量に達していなかったため、年代測定を行えなかった。

泥炭の試料はひげ根などの不純物を取り除いた後、無機炭酸塩を除去するために2N塩酸で煮沸・水洗した。その後、フミン酸を回収するために2%水酸化ナトリウム溶液で煮沸し、希塩酸を加えたのち、水洗・乾燥させた。貝化石試料は2N塩酸で表面の40%を除去した。

(2) 酸化および純化

前処理を施した試料を酸素ガス中で燃焼させ、二酸化炭素ガスに転化させた。その後、真空システムを通してハロゲン類、硫化物、酸化窒素、陰性物質、ラドン等の不純物を除去し、純化させた。

(3) 測定および測定結果

混入する恐れのある ^{222}Rn を崩壊させるため、純化試料を2週間貯蔵し、気体比例計数管により17時間以上の間、測定を行った。また、信頼性向上のため、検知器を他のものに代えて測定を繰り返した。以上のようにして測定された測定値から前述した年代算定の式を

用いて ^{14}C 年代値を求めた。その結果を表3. 1-1にまとめて示す。

表3. 1-1 測定試料の $-\delta^{14}\text{C}$ と ^{14}C 年代値

試料	アイソトープ試料番号	$-\delta^{14}\text{C}$	年代値 (y. B. P.)
N-3	I-17, 528	716 ± 8	$10, 110 \pm 230$
N-10	I-17, 529	551 ± 6	$6, 430 \pm 110$
N-16	I-17, 530	402 ± 8	$4, 130 \pm 110$

3. 1. 2 ESR年代測定

電子スピン共鳴法 (ESR法) は、物質中の格子欠陥に捕獲された不対電子や常磁性ラジカルを検出することによって年代を求める年代測定法である。その特長は、測定対象範囲が非常に広いという点にある。これまでの測定対象としては、鍾乳石・貝・サンゴを始めとして、岩石・火山灰・断層破碎物 (石英)・骨・歯・石膏などで試みられている。他の年代測定法と違って、試料を消滅させることなく測定できるので、同一試料で何度でも追試することができる。また、 γ 線の照射と放射線の分析を除けば測定装置の操作も容易なので、簡便な年代測定法といえる。

物質中の電子は、原子核の回りをおよそ空間的に広がりをもちながら回転しており、全体として $-e = -1.6022 \times 10^{-19} \text{C}$ (クーロン) の電荷をもっている。しかも、ある軸の回りを自転運動 (スピン) しているために磁気モーメントをもち、微少な磁石としての性質を示す。一般に核外軌道中の電子は、逆向きの磁気モーメントを持つ二つの電子が対をなして (対電子)、互いに磁気モーメントを打ち消し合っているため (パウリの原理)、全体としては磁石の性質を示さない。しかし、このような対電子に放射線などが入射されると、対が破壊されて不対電子が形成され、磁気モーメントをもつようになる。

放射線によって励起された不対電子 (電子あるいはホール) は、物質中に存在する空孔や不純物などの格子欠陥で捕獲され (図 3. 1-1)、ある一定期間安定に存在している (これを寿命といい、電子が捕獲される格子欠陥の種類に依存する)。このように物質中で捕獲されている不対電子を、電子スピン共鳴 (Electron Spin Resonance: ESR) という物理現象を利用して検出するのが ESR 装置である。

微少な磁石と等価である不対電子 (あるいは電子スピン) が外部磁場のもとに置かれると、磁気モーメントの方向が磁場方向と平行あるいは反平行になろうとする。この時、平行と反平行に配向した電子スピンの間には、磁気モーメントと磁場の強さに比例したエネルギー差が生じる (図 3. 1-2)。このようなエネルギー分離をゼーマン効果 (Zeeman Effect) という。電子スピン共鳴とは、ゼーマン分離状態のもとで外部からの電磁波 (マイクロ波) を吸収し、電子スピンの方向が反転するのに伴って、エネルギー状態がゼーマンレベル間で遷移する現象のことをいう (図 3. 1-3)。電子スピンの磁気モーメントの強さは、その電子の分光因子である g 値に比例しており、自由電子の場合で g 値は $g_0 = 2.0023$ である。 g 値は電子が捕獲されている格子欠陥の種類によって変化するため、物質が特定されれば、逆に g 値から捕獲している格子欠陥を同定することができる。

ESR 装置では、ゼーマン分離状態のもとで照射したマイクロ波のエネルギーの吸収量を測定し、磁場 (H) に対するマイクロ波出力 (P) の一次微分形 (ESR 信号強度: dP/dH) で記録される。マイクロ波吸収量は電子スピン濃度と比例するので、ESR 信号を測定すれば、その電子スピン濃度を求めることができる (図 3. 1-4)。

物質中の格子欠陥で捕獲される電子スピンの濃度は、入射された放射線によって生成される不対電子の増加と共に増加する。したがって、E S R 信号強度は放射線量と共に増加することになる。もし放射線の年間線量率が一定であるならば、E S R 信号強度は年代に比例することになり、信号強度の放射線に対する増加率と年間線量率が求まれば、その物質の年代値を決定できることになる。

そこで、実際に E S R 年代値を決定する場合には、人工的に放射線 (γ 線) を照射し、得られるデータから最小自乗法によって E S R 信号強度の放射線に対する増加傾向直線 (曲線) を求め、この直線 (曲線) を外挿することにより、測定試料がこれまでに受けてきた放射線の総量である総被曝線量 (Total Dose, あるいは T D 値) を求める (図 3. 1-5)。さらに、試料が一年間に受ける放射線量である年間線量率を測定し、T D 値を割ることによって E S R 年代値が得られる。

$$\text{E S R 年代値 (y)} = \frac{\text{総被曝線量 (Gy)}}{\text{年間線量率 (Gy/y)}}$$

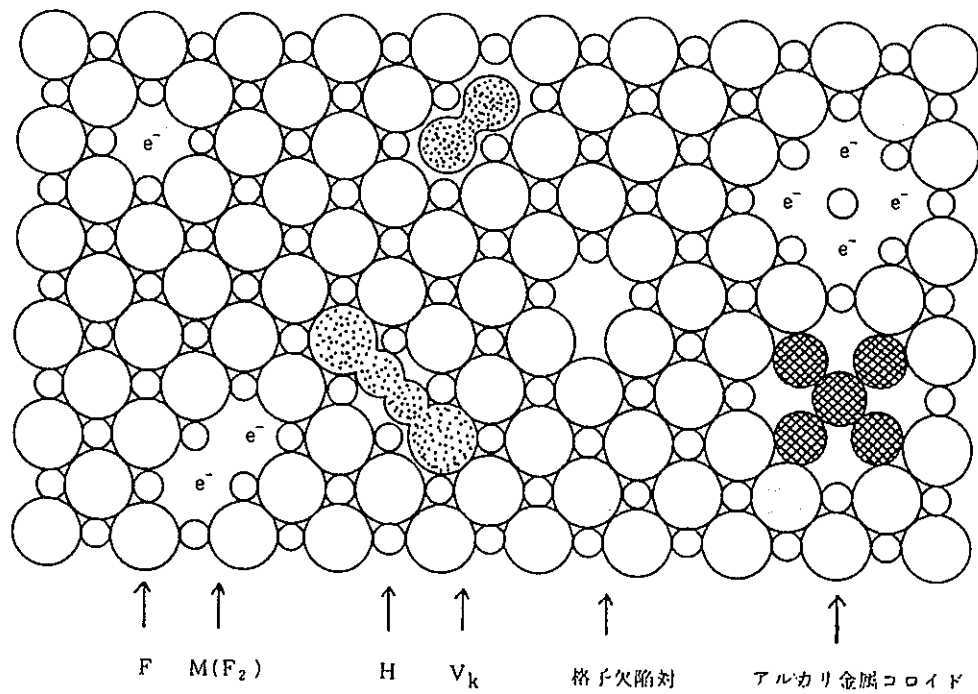


図 3. 1 — 1 イオン結晶の放射線損傷により生じる格子欠陥、負イオン空格子に電子が捕獲された F 中心や、 Cl_2 などのハロゲン分子イオンである V_k 中心（正孔）、H 中心（格子間原子）などは、不対電子を持つ格子欠陥である。

（池谷，1987，図2.2より引用）

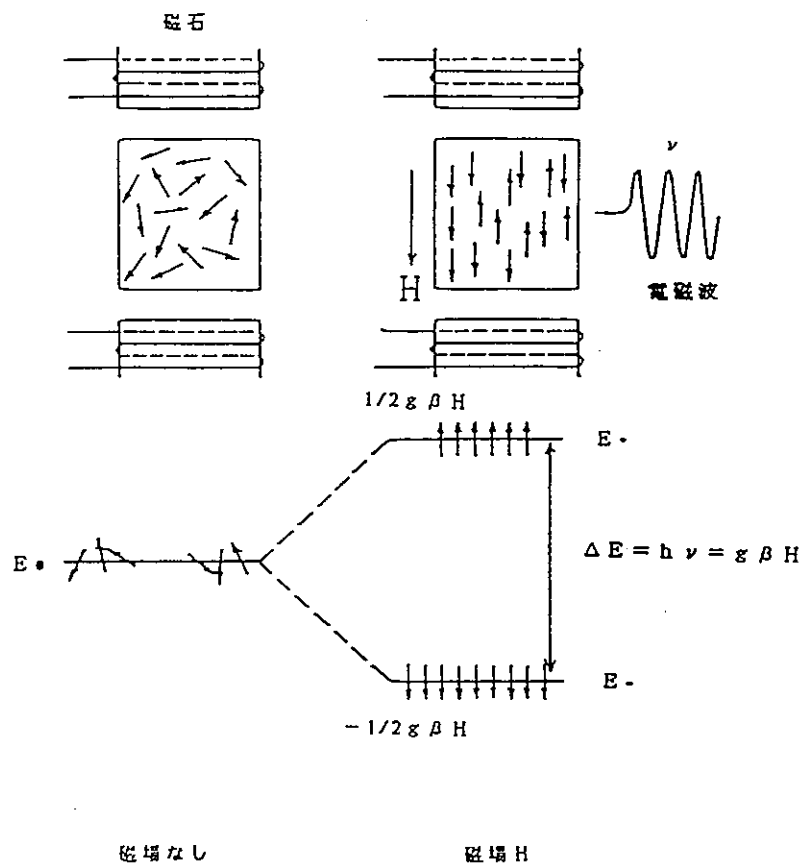


図 3. 1 - 2 ESR の原理。常磁性物質中の電子スピンは磁場がない時には乱雑な方向を向いているが、磁場が加えられると磁場の方向に対して平行あるいは反平行に配向し、両者の間にはエネルギー差が生じる。これをゼーマン効果という。この状態のもとで電磁波（マイクロ波）を加えると、そのエネルギーを吸収して一部の電子スピンの向きが反転する。

（今井・下川，1988，第2図より引用）

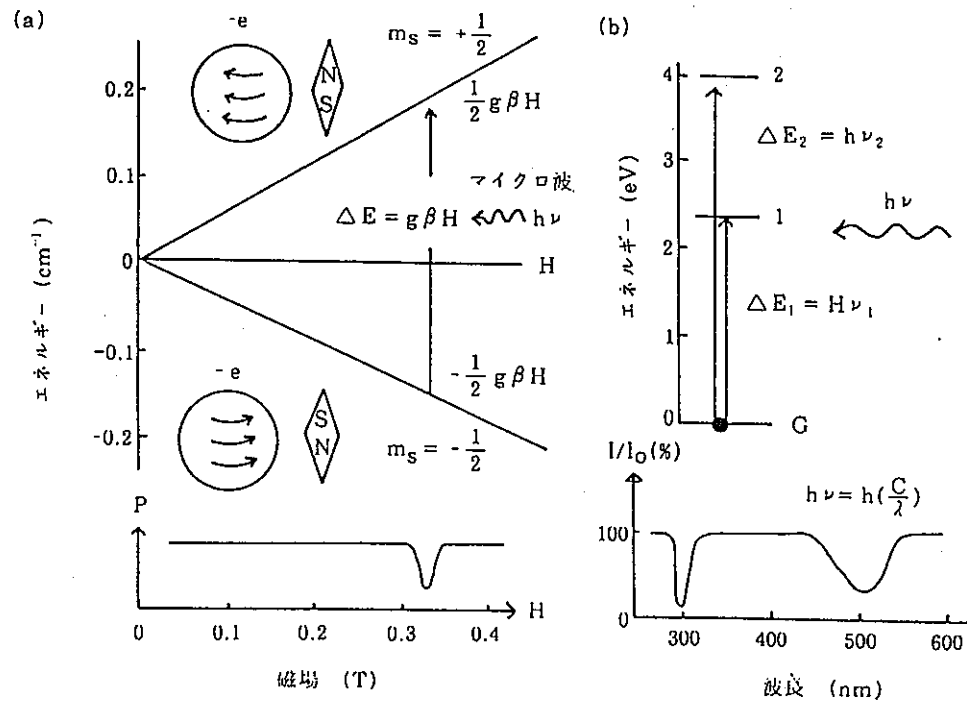


図 3. 1 — 3 (a) 磁場による電子スピンのエネルギー準位分離 (Zeeman 効果)。 $\Delta E = h\nu = g\beta H$ の磁場位置で「電子スピン共鳴」による遷移が起る。マイクロ波電力(P) の磁場依存性を下に示す。(b) 光吸収による電子準位間の遷移と光吸収スペクトルとの比較。

(池谷, 1987, 図2.4より引用)

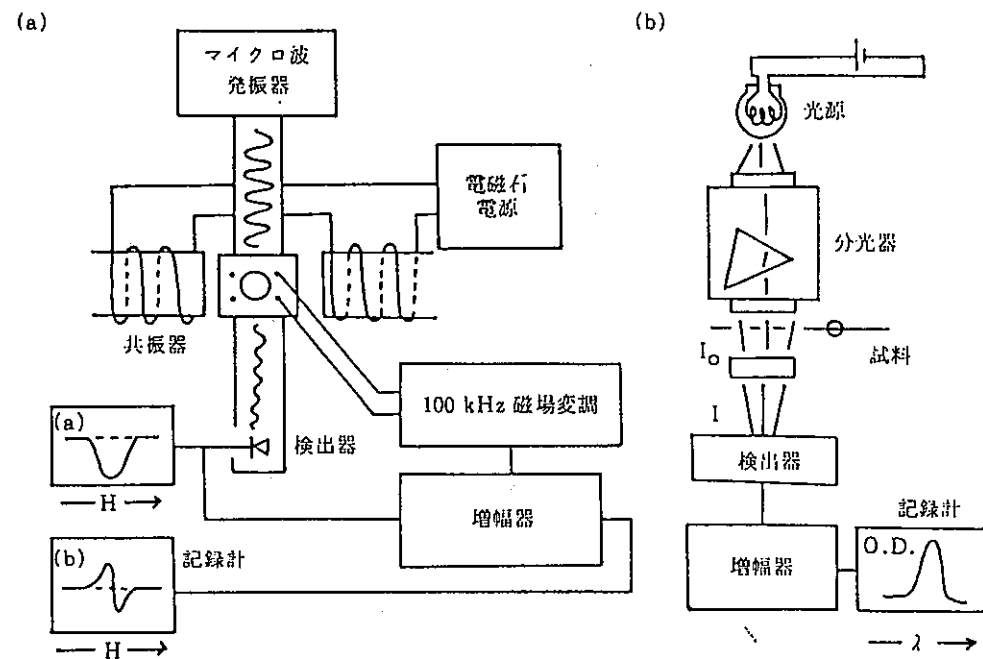


図 3. 1 - 4 ESR 分光装置と光吸収測定装置の図。ESR では、磁場変調により検出感度をあげている。

(池谷, 1987, 図2.5より引用)

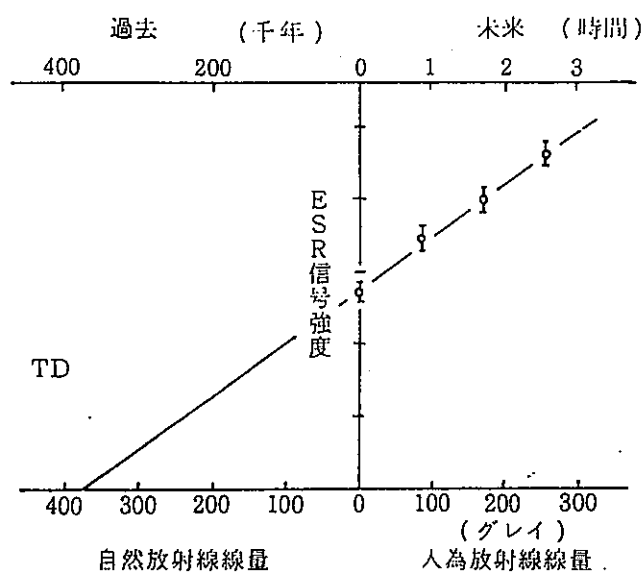


図 3. 1 - 5 放射線付加照射方式。人為的に放射線を照射して加齢実験を行い、信号強度の増大から過去の被曝線量 (Total Dose, TD) を求める。

(池谷, 1987, 図3.2より引用)

(1) 試料

貝等の硬組織は、炭酸カルシウム (CaCO_3) から成る場合が多い。 CaCO_3 の結晶にはカルサイトとアラゴナイトがあることは良く知られている。硬組織はカルサイトのみから成るもの、アラゴナイトのみから成るものおよびカルサイトとアラゴナイトの両者から成るものに3分できる。

カルサイトは生体内で生成されるが、海水などからの化学的沈澱や続成作用によっても生成される。カルサイトを生成する生物が海水など塩分濃度の高い水域の生物であったり、死後そのような環境下に保存されてきた遺骸であった場合には、測定対象となる試料は生体内で生成されたカルサイトと生体の死後に生じたカルサイトとの混合物となる。生体内で生成されたカルサイトと死後に生成されたカルサイトを分別することは不可能であることから、カルサイトから得られた計算値は意味のないものとなりかねない。

それに対して、アラゴナイトは生体内でのみ生成されるため、生育環境や保存環境によって生体の死後に生じたカルサイトが肉眼では識別できない状態でも、粉末X線回折法などにより簡単に識別できる。従って、本来アラゴナイトのみから形成されている硬組織については、カルサイトの混入がないことを確認さえすれば、意味のある計算値を得ることができる。そこで、貝化石を年代測定用試料として用いる場合には、現地性の産状を呈しアラゴナイトから成る殻を有する二枚貝化石が適当であると考えられる。

今回、年代測定に供した貝化石は、木下層ではKH-1~4の4試料、沼層ではN-9~10・N-15~16の4試料である(試料採取層準 図3-14, 17, 18参照)。各貝化石試料は、自生ないし半自生(合弁)の産状を呈するものであり、その同定結果を表3.1-2に示す。

(2) 試料調整

試料の貝化石は、まず超音波洗浄器中で約15分間水洗し、次いで試料表面が数 μm 以上エッチングされるまで約1%の酢酸中に浸漬した。この操作により外部からの α 線の影響が除去されるものと考えられる。その後、試料はメノウ乳鉢中で軽く破碎し、ふるいによって0.25~0.075mmに粒度を揃えた。最後に破碎の影響を除去するために約1%酢酸中で再度エッチングし、これをESR測定用試料とした。

貝化石はアラゴナイト (CaCO_3) からなっており、上記の試料調整によって得られたアラゴナイト粒子を11検体に分け、1検体を自然状態測定用とし、残りを人工 γ 線照射用試料とした。

(3) γ 線照射

γ 線照射は、(財)日本原子力研究所高崎研究所内の放射線振興協会において ^{60}Co 線源を用いて行った。照射線量率は12.8kR/hで各照射時間は15分、30分、45分、60分、90分、120分、180分、240分、360分、480分とした。なお、60分~480分の各段階についてはアラ

ニン線量計により照射線量が実測された。また、吸収線量は各照射線量に CaCO_3 の変換係数 0.89 をかけて求め、それぞれ、29Gy, 57Gy, 86Gy, 114Gy, 174Gy, 240Gy, 352Gy, 468Gy, 663Gy, 935Gy となった。

(4) ESR 測定

測定は、上記試料 50mg を石英ガラス製標準試料管に入れ、日本電子製 Xバンド用 ESR 装置 (JES-R E 2 X) およびコンピュータシステム (NEC PC-9801FA2, 数値演算プロセッサ, A/D, D/A コンバータおよび X-Y プロッタからなる) により室温で行った。解析データは 5 回の測定をコンピュータ処理して、平均化した値を採用した。

試料から得られる γ 線照射前及び γ 線照射後の ESR スペクトルを図 3. 1-6 ~ 13 にまとめて示す。

測定条件は以下の通りである。

マイクロ波周波数 : 9.4 GHz
マイクロ波出力 : 1.0 mW
変調磁場 : 100 kHz 0.0125 mT
増幅率 : 1000
応答時間 : 0.3 s
掃引磁場 : 335.6 ± 5 mT
掃引時間 : 8 min

(5) 自然放射線線量測定

a. U, Th, K_2O の測定

年間線量率を求めるために、試料を包蔵する堆積物中の放射性元素 U, Th, K_2O の測定を行う。U および Th の濃度は中性子照射による放射化分析により、また K_2O 濃度は ICP 発光分光分析により測定した。各元素の検出限界は、それぞれ 0.1ppm (U), 0.1ppm (Th), 0.01% (K_2O) である。

表 3. 1-3 には、各試料中の乾燥状態における放射性元素濃度と含水比を示した。これらの放射性元素 (あるいは放射系列) から放出される $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ 線により、貝化石の表層及び内部に損傷が生じるため ESR 信号が観察される。 α 線による損傷は貝化石表層に限られるため、酸による試料表面のエッチングを行なえば、外部からの α 線の寄与は考慮しなくてよい。

b. H_2O による放射線遮蔽効果

年間線量率 (D) に直接寄与する $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ 線は、試料の回りの堆積物中に含まれている水によって吸収・遮蔽される。この遮蔽の効果は、次式のように表される。なお、酸によ

るエッチングを行った場合には、 α 線の効果を表す右辺第一項をゼロとして計算する。

$$D = \frac{k D \alpha}{1+1.49\Delta} + \frac{D \beta}{1+1.25\Delta} + \frac{D \gamma}{1+\Delta}$$

(k : α 線損傷生成効率, $D \alpha \cdot D \beta \cdot D \gamma$: $\alpha \cdot \beta \cdot \gamma$ 線線量, Δ : 含水比)

c. 宇宙線の影響

宇宙線として実際に ESR 信号に影響を及ぼすのは二次宇宙線であり、その大部分は μ 中間子や電子 (陽電子)、さらに μ 中間子は電子 (陽電子) とニュートリノに崩壊する。しかし、試料が約 50 cm 以上埋没していれば宇宙線の影響はほとんど無視できると考えられる。

今回の試料は上記の条件を満たしており、宇宙線の影響は無視できると判断した。

(6) ESR 年代値の決定

a. 総被曝線量の決定

図 3. 1-6 ~ 1-3 の ESR スペクトル中には、各々の ESR 信号が持つ固有の値である g 値が 2.001 の信号が認められる。この信号は C 信号と呼ばれ、アラゴナイト中に生じる CO_3^{3-} ラジカルと不純物原子の複合体からなるものと考えられており、しばしば貝化石の年代測定に利用されている。今回はこの C 信号を対象信号として貝化石の総被曝線量 (TD 値) を求めることとした。

総被曝線量は、段階的人工照射によって得られた測定値 (対象信号と同時に測定される ESR マーカ (Mn^{2+}) との強度比) を縦軸に、吸収線量を横軸にとり、最小自乗法によって直線 (飽和曲線) に回帰させて求める。今回は、測定値が飽和傾向を示していることから飽和曲線回帰により総被曝線量を求めた。図 3. 1-14 ~ 1-15 には、飽和曲線回帰によって得られる各試料の TD 値をそれぞれ示し、また、結果を表 3. 1-4 にまとめて示した。

なお、今回の測定から得られた ESR スペクトルを見ると、対象信号 (C 信号) 中に照射量の増大に伴い、有機物に起因すると思われる信号が生じてくる。一般に信号強度を求める場合、信号の上のピーク (極大値) と下のピーク (極小値) との差を用いるが、今回は新たに生じた信号による影響を考慮し、その影響が比較的少ないと考えられる対象信号 (C 信号) の下半分のピーク (ベースラインと下のピークとの差) を用いて信号強度を求めた。

b. 年間線量率の見積

試料の回りの堆積物中の放射性元素濃度 (表 3. 1-3) から Nambi and Aitken (1986) の線量率変換表 (表 3. 1-5 参照) を利用して年間線量率を求めると、表 3. 1-4 のようになる。ここでは、 H_2O による放射線遮蔽の効果 [前述 (4) b] を考慮した。

c. ESR 年代値の算定

総被曝線量と年間線量率から求めた貝化石の ESR 年代値を表 3. 1-4 に示した。なお、ESR 年代値は有効数字 2 ケタで示した。

・沼層の ESR 年代値は、 $1.5 \sim 2.3 \times 10^4$ y. B. P. の値を示した。試料採取層準からみて下位

のN-9~10で $2.3 \sim 2.6 \times 10^4$ y. B. P. , 上位のN-15およびN-16では 2.1×10^4 y. B. P. , 1.5×10^4 y. B. P. となり, 年代値の大小と層準の上下関係との間に矛盾はない。

・木下層のE S R年代値は, $12 \sim 15 \times 10^4$ y. B. P. を示し, 集中度が高い。

表 3. 1 - 2 貝化石試料の同定結果

試料名	貝化石名
N - 9	<i>Dosinella penicillata</i>
N - 1 0	<i>Dosinella penicillata</i>
N - 1 5	<i>Dosinella penicillata</i>
N - 1 6	<i>Dosinella penicillata</i>
K H - 1	<i>Glycymeris vestita</i>
K H - 2	<i>Glycymeris vestita</i>
K H - 3	<i>Tresus keenae</i>
K H - 4	<i>Tresus keenae</i>

N - 9

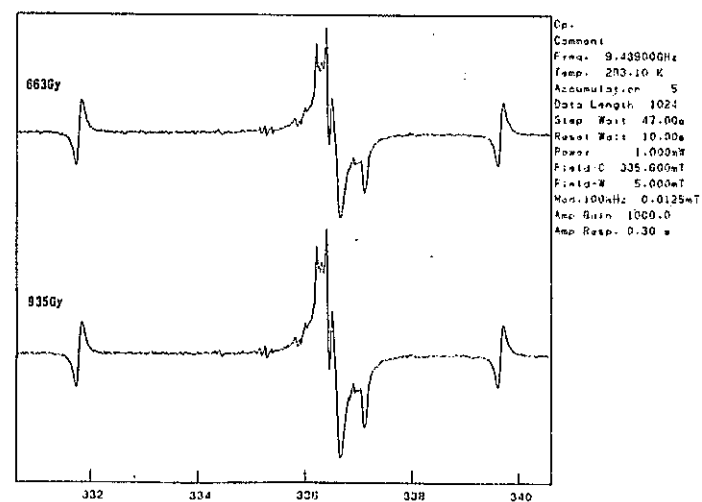
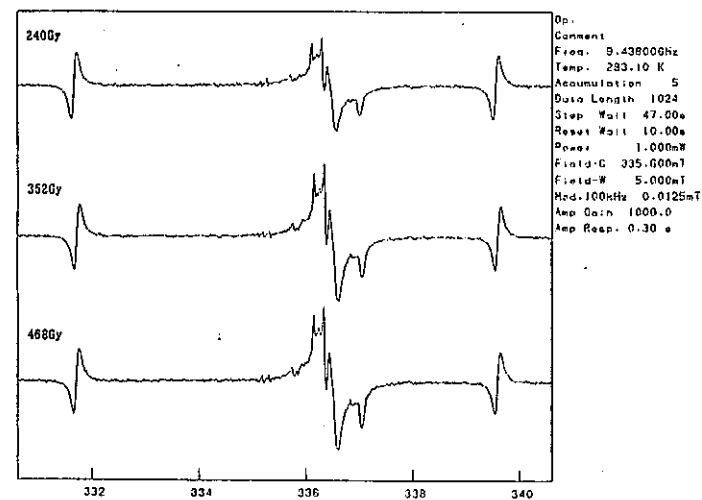
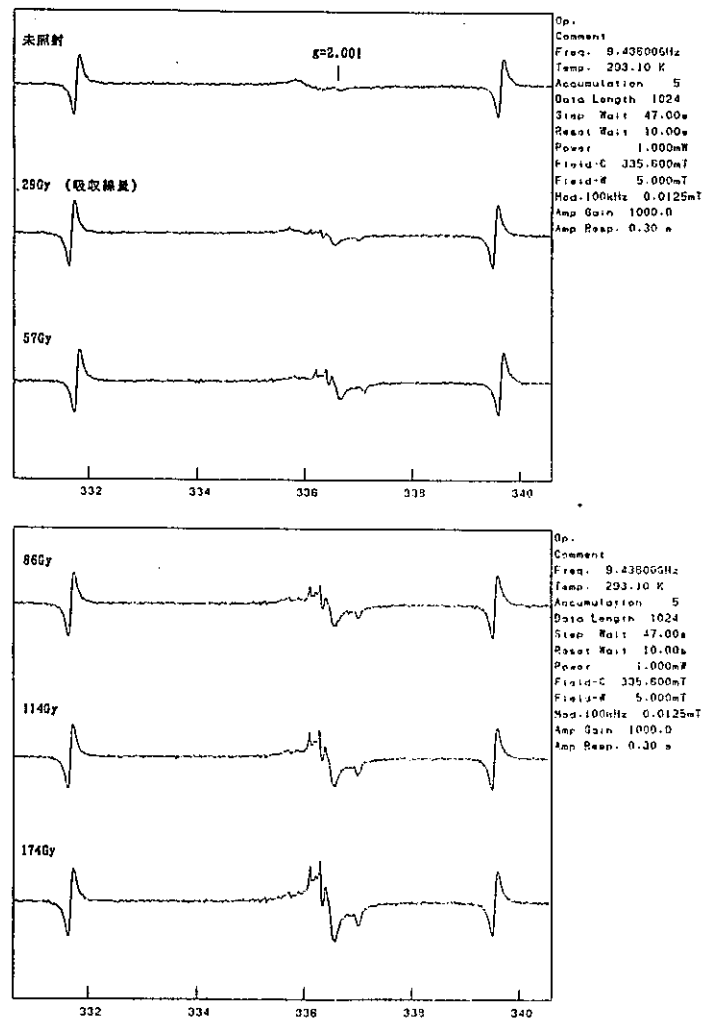


図3. 1-6 N-9の γ 線照射前および照射後のESRスペクトル

N-10

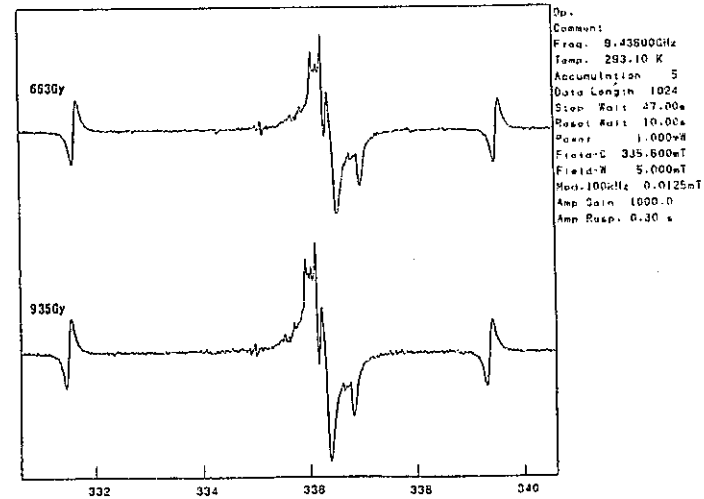
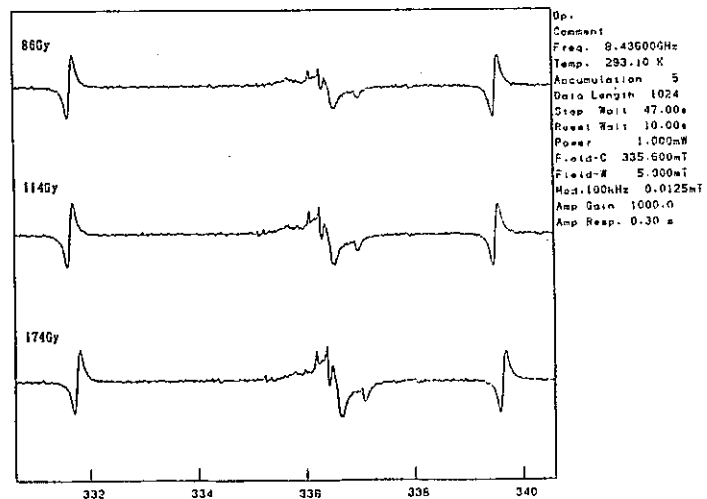
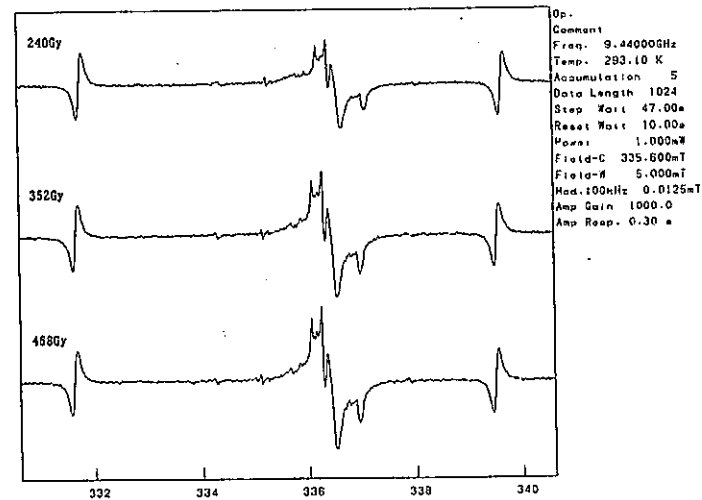
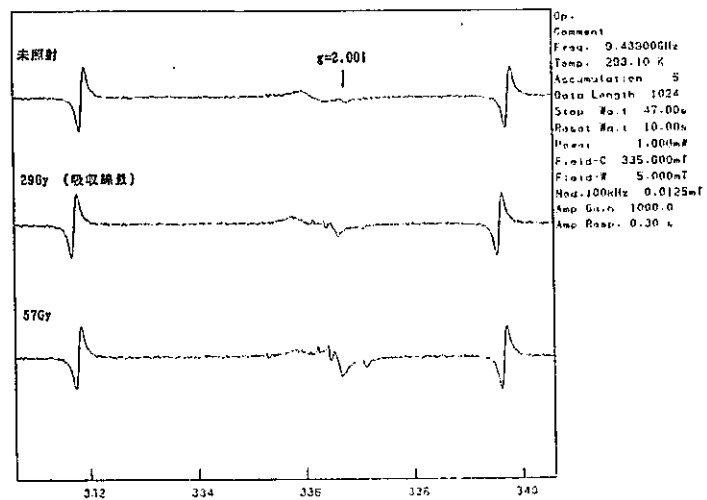


図3. 1-7 N-10のγ線照射前および照射後のESRスペクトル

N-15

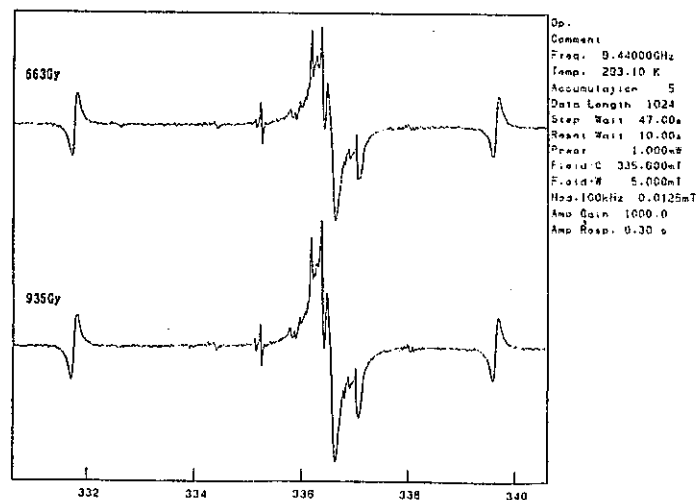
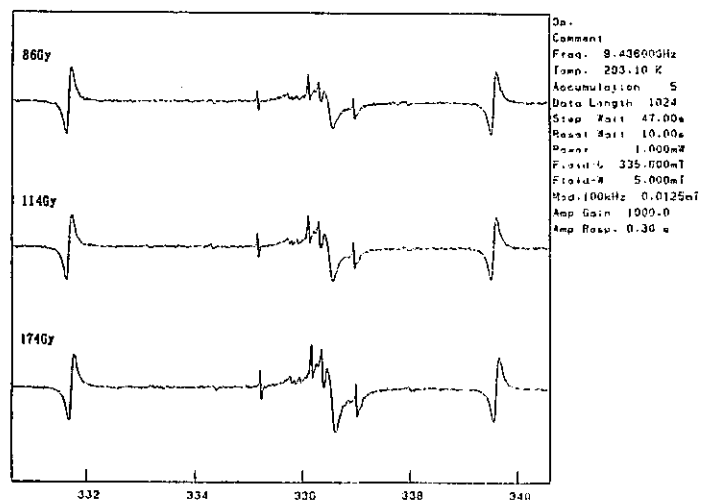
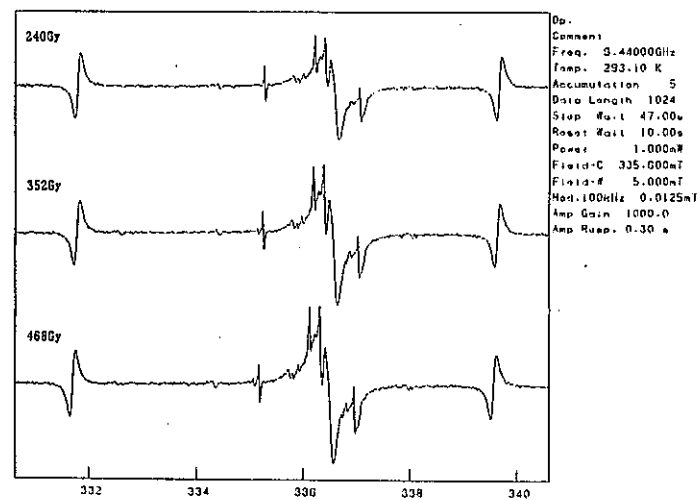
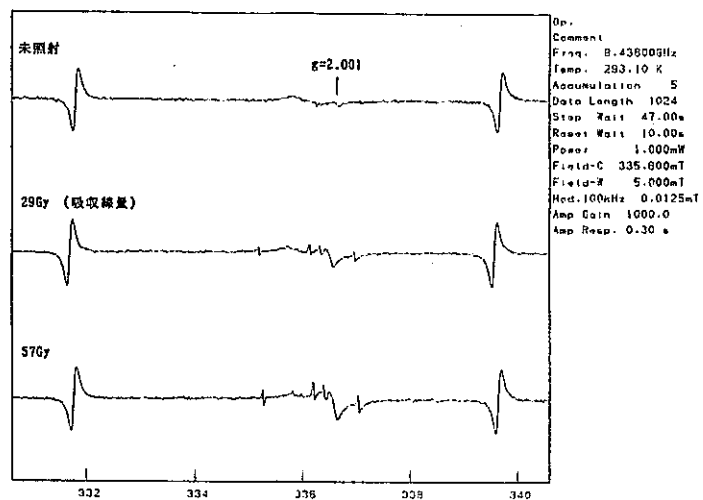


図3. 1-8 N-15の γ 線照射前および照射後のESRスペクトル

N-16

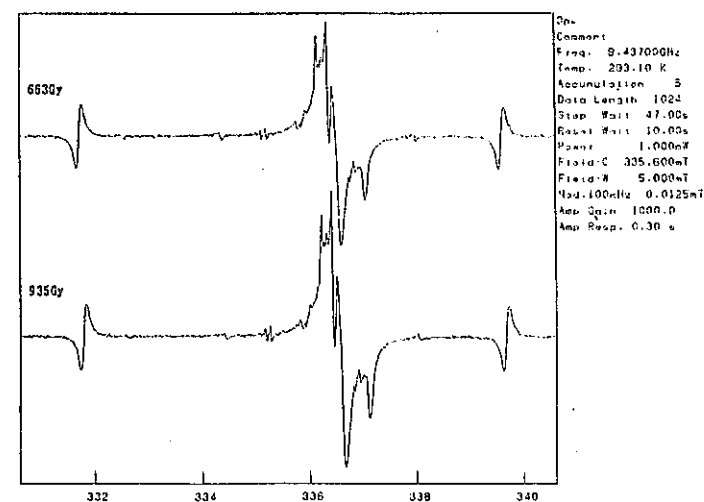
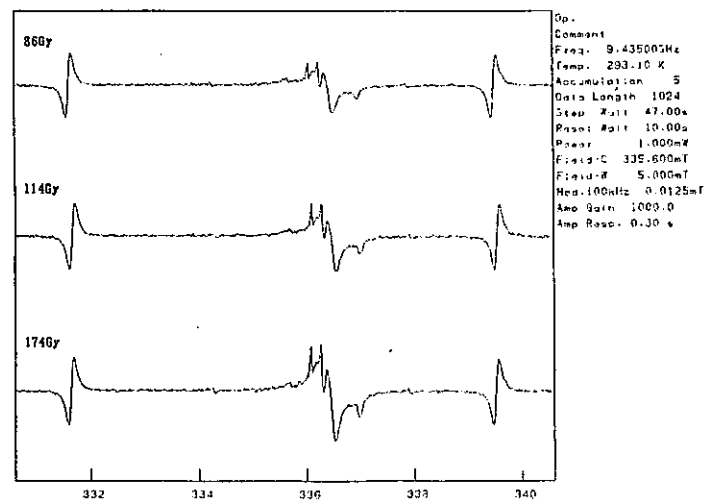
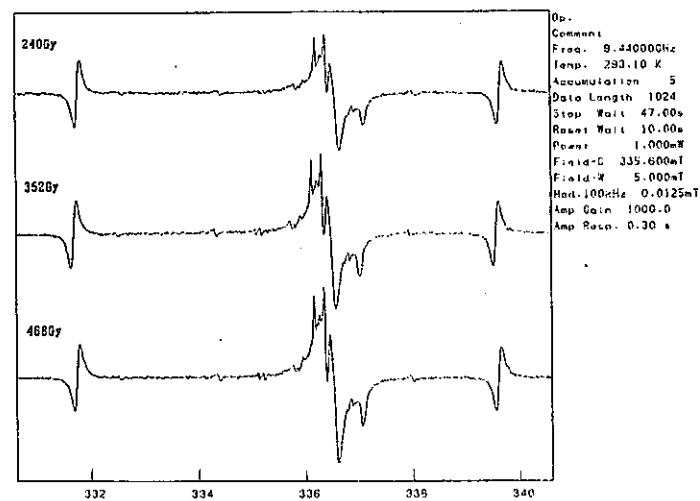
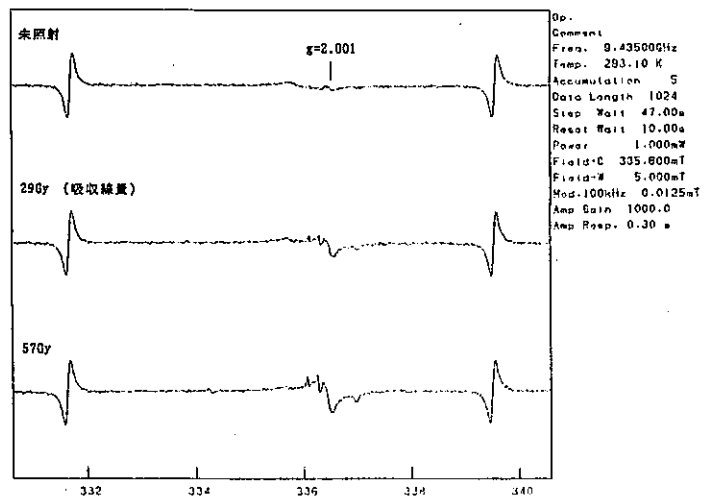


図 3. 1-9 N-16 の γ 線照射前および照射後の ESR スペクトル

KH-1

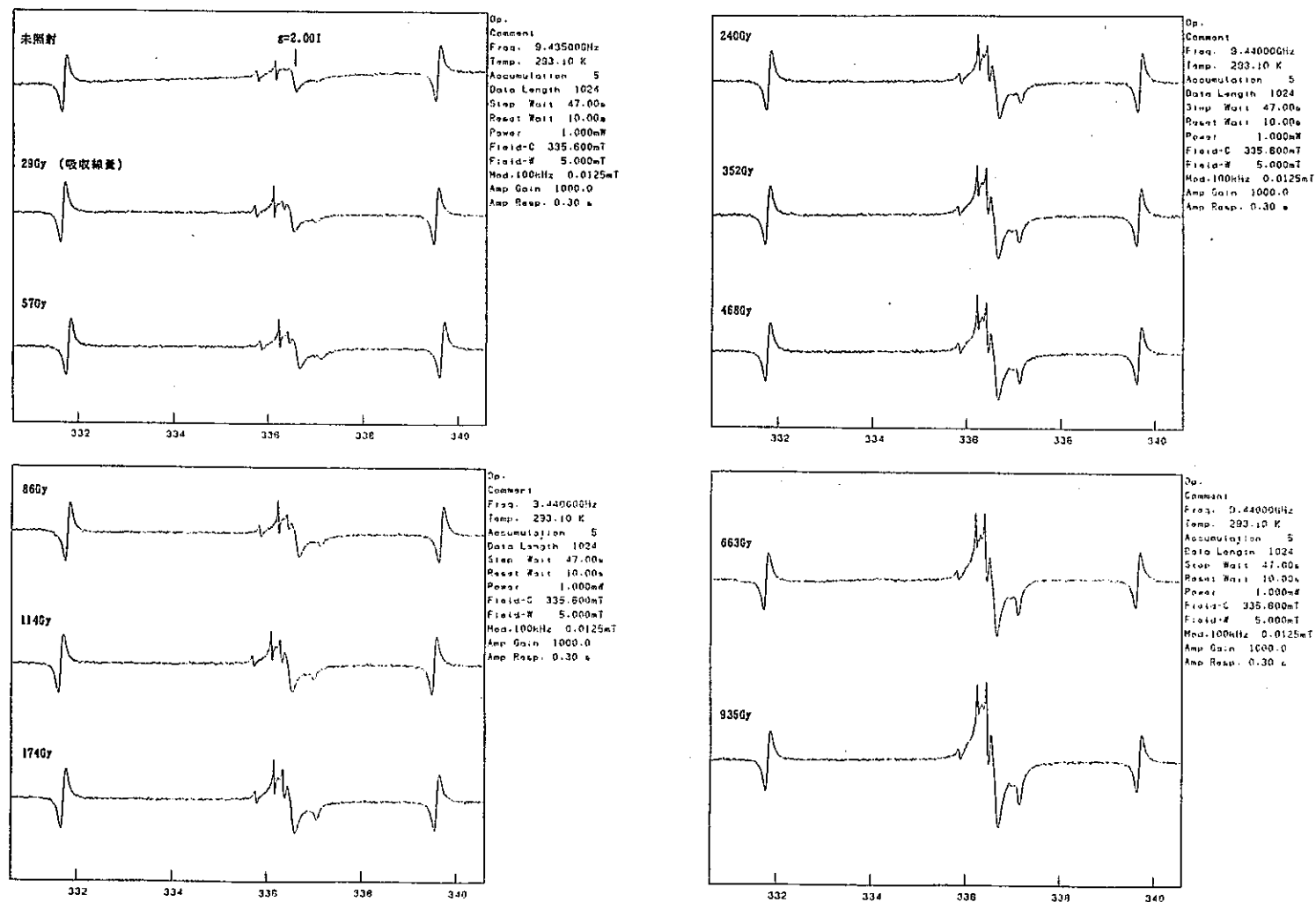


図3. 1-10 KH-1の γ 線照射前および照射後のESRスペクトル

KH-2

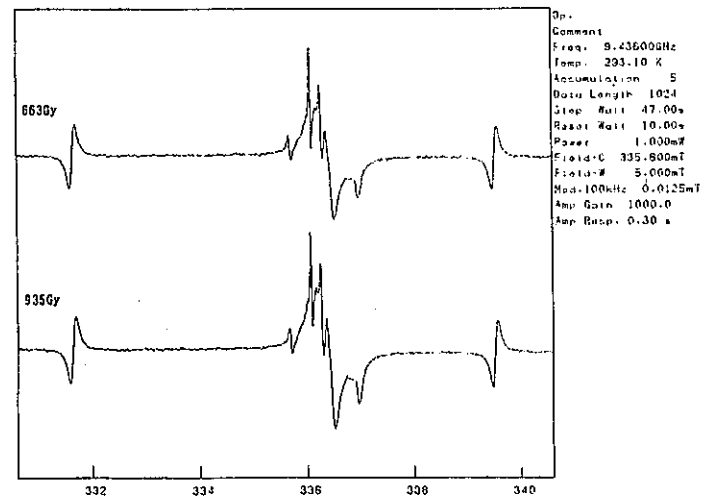
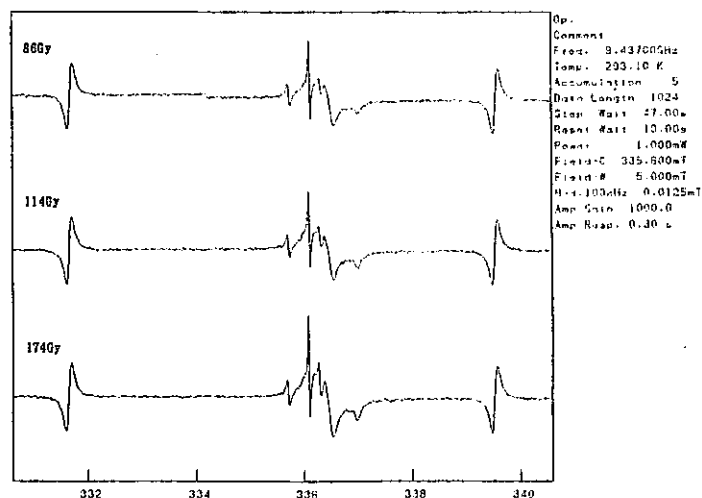
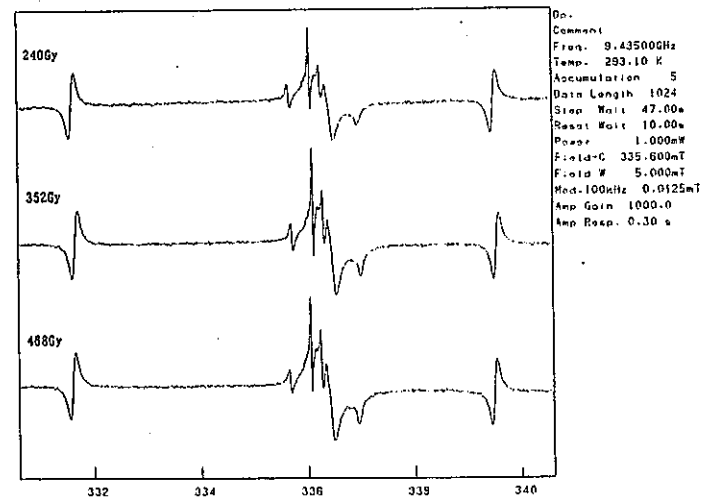
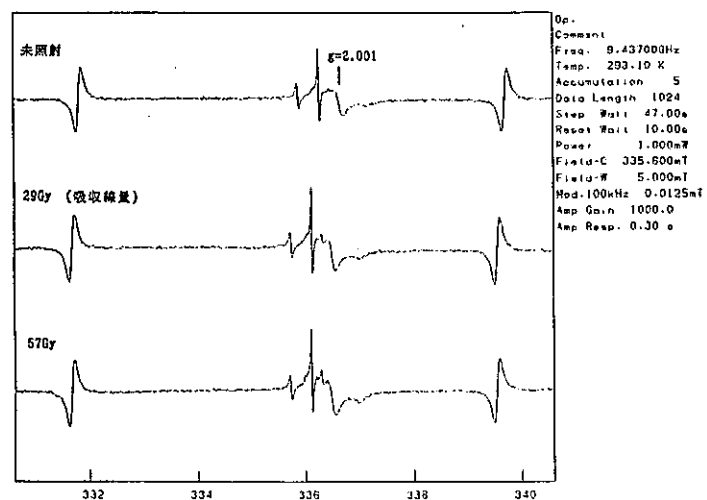


図3. 1-11 KH-2の γ 線照射前および照射後のE S Rスペクトル

KH-3

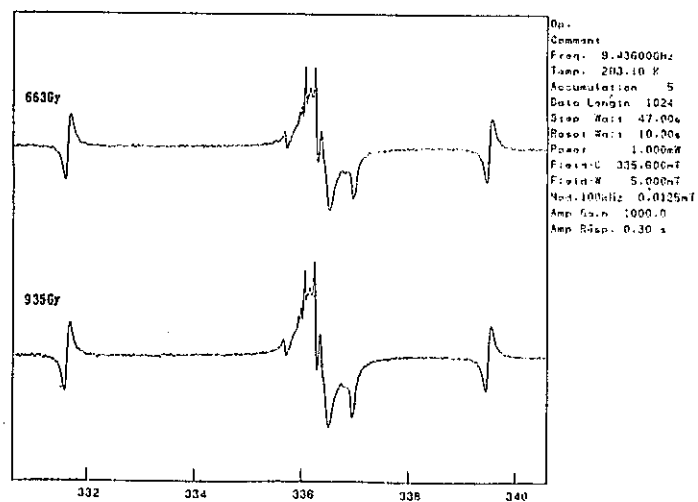
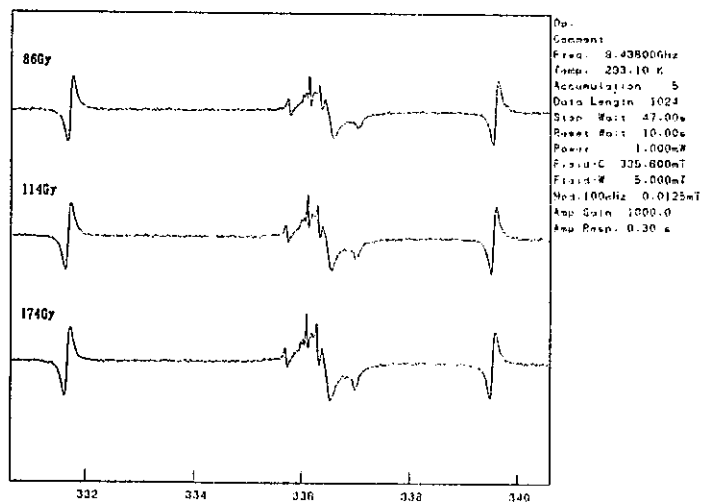
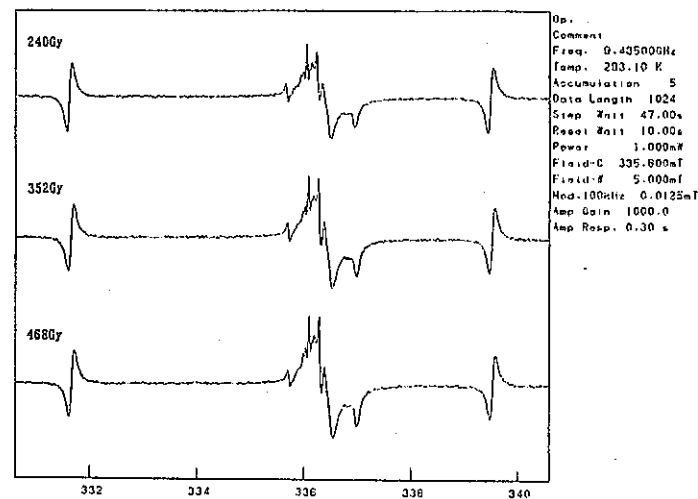
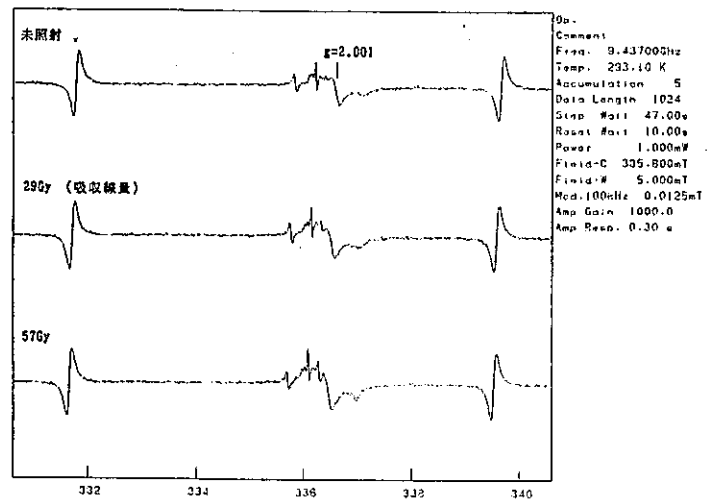


図3. 1-12 KH-3のγ線照射前および照射後のESRスペクトル

KH-4

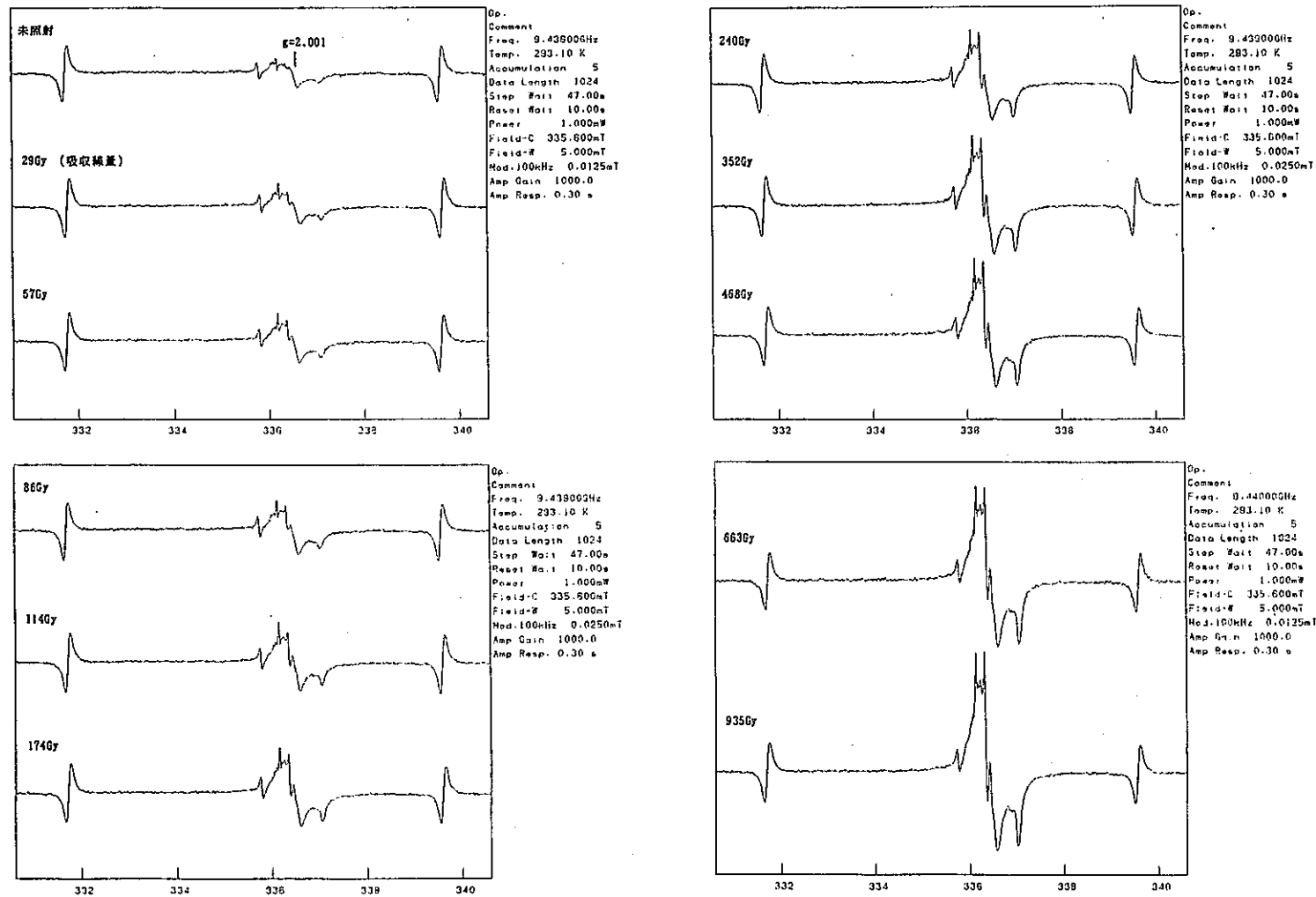


図3. 1-13 KH-4のγ線照射前および照射後のESRスペクトル

表 3. 1-3 貝化石試料周辺の放射性元素濃度および含水比

試料名	U (ppm)	Th (ppm)	K ₂ O (%)	含水比 (%)
N-9	1.3	4.5	1.82	36.2
N-10	1.5	5.3	1.86	41.4
N-15	1.8	5.3	1.79	31.8
N-16	1.7	6.0	2.16	28.9
KH-1	0.5	1.9	1.13	20.7
KH-2	0.7	2.2	1.18	10.9
KH-3	0.5	1.9	1.26	7.8
KH-4	0.6	2.8	1.17	19.8

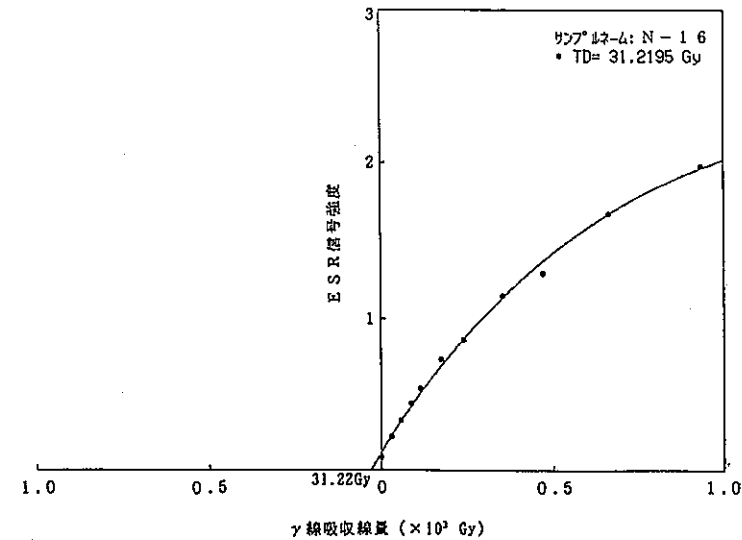
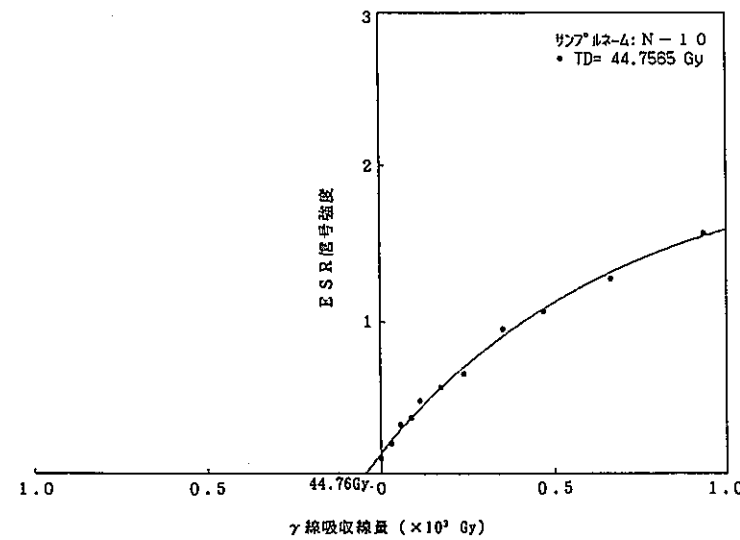
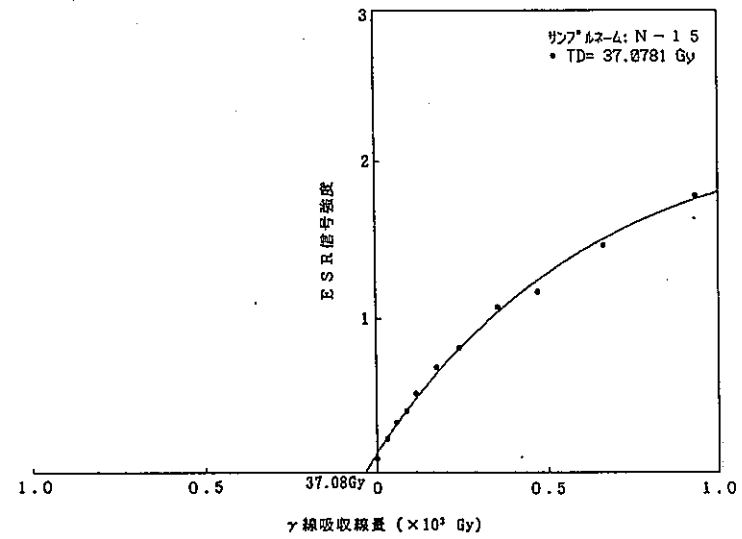
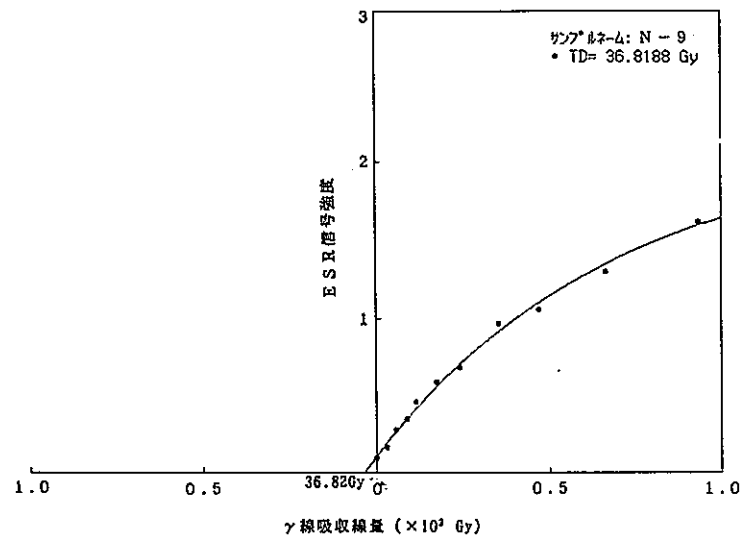


図 3. 1-14 沼層試料の付加線量に伴う ESR 信号強度変化および飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量 (TD 値)

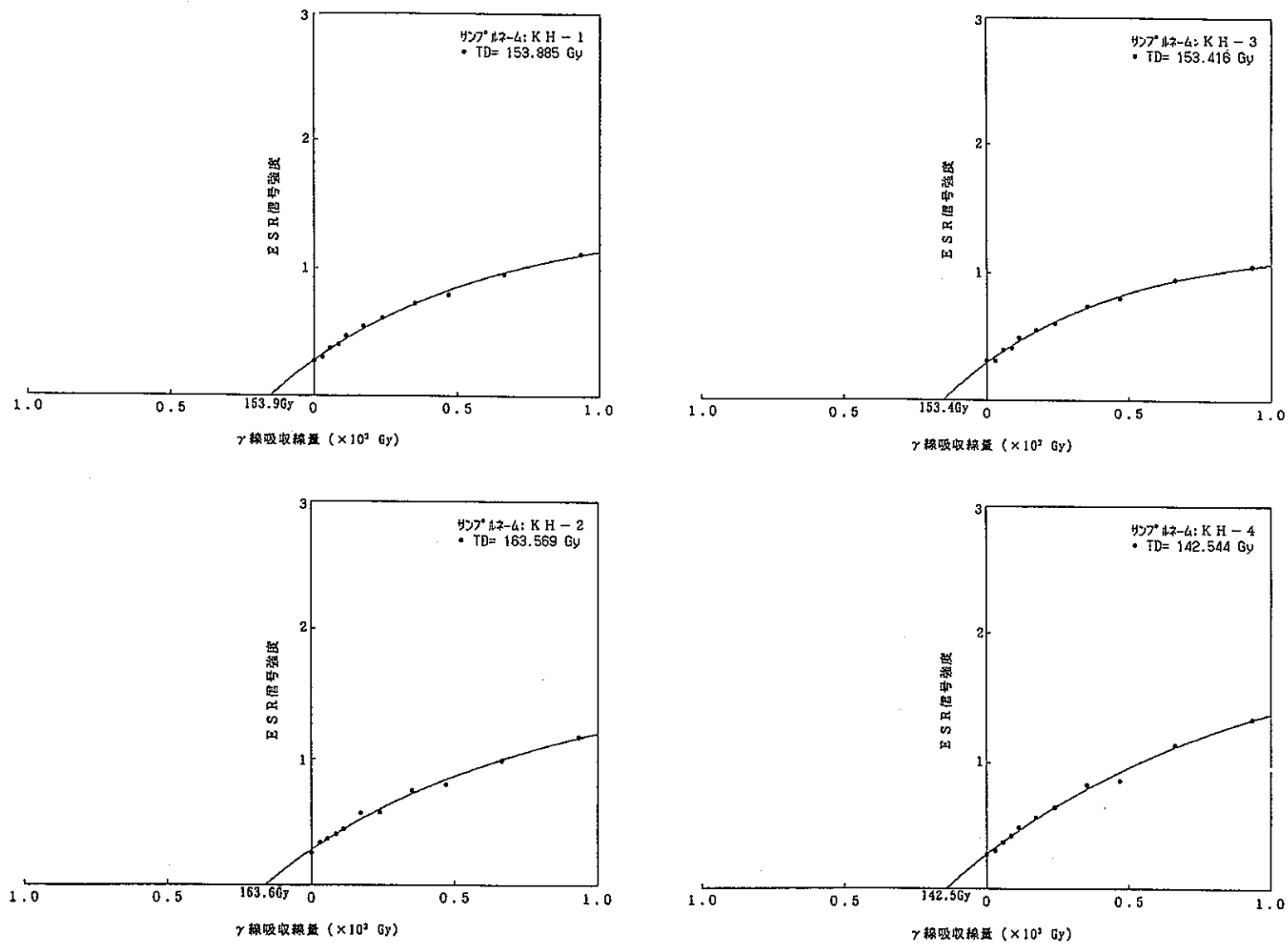


図3. 1-15 木下層試料の付加線量に伴うESR信号強度変化および飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量(TD値)

表 3. 1-4 貝化石試料に関する年間線量率，総被曝線量および E S R 年代値

試料名	年間線量率 (Gy/y)	総被曝線量 (Gy)	E S R 年代値 ($\times 10^4$ y)
N-9	1.6177×10^{-3}	36.82	2.3
N-10	1.6553×10^{-3}	42.50	2.6
N-15	1.8027×10^{-3}	37.08	2.1
N-16	2.1131×10^{-3}	31.22	1.5
KH-1	1.0266×10^{-3}	153.9	15
KH-2	1.2380×10^{-3}	163.6	13
KH-3	1.2732×10^{-3}	153.4	12
KH-4	1.1448×10^{-3}	142.5	12

表 3. 1 — 5 単位重量濃度に対する年間線量 (Gy / k a)

(Nambi and Aitken (1986) Table 5から引用)

	<i>Alpha</i>	<i>Beta</i>	<i>Gamma</i>
<i>Thorium series (1 ppm of Th)</i>			
(a) no thoron loss	0.739	0.0286	0.0521
(b) 100% thoron loss	0.310	0.0108	0.0203
<i>Uranium series (1 ppm of natural U)</i>			
(a) no radon loss	2.781	0.147	0.1136
(b) 100% radon loss	1.261	0.0613	0.0042
<i>Natural potassium and rubidium</i>			
1% K ₂ O	—	0.676	0.202
1% Rb ₂ O	—	4.28	—
1% K ₂ O and 50 ppm Rb ₂ O	—	0.697	0.202

(i) The values given for the uranium series in the case of 100% loss of radon assume that there is no loss of actinon (Rn-219) in the U-235 series because of its short half-life.

(ii) The relative concentrations used in the last line correspond to the recommendation by Warren (1978) that when the rubidium content has not been measured a K:Rb ratio of 200:1 should be assumed. However because of the short range of the beta particles ($E_{\max} = 0.274$ MeV) the rubidium contribution is not relevant in the case of potassium-free inclusions such as quartz.

3. 1. 3 T L 年代測定

天然に存在する放射線が鉱物と相互作用したとき、一様にイオン化過程により、鉱物構成原子にエネルギーを有する電子と正電荷を持つイオン(正孔)とを生成させながら、入射放射線は減衰する。イオン化する数は、入射する放射線の種類と受けてきた放射線の総量に依存する。

鉱物の場合そのほとんどが絶縁性結晶であるため、イオン化した電子の一部は、もとの原子の位置から離れた場所にある結晶の乱れ(格子欠陥)や電子親和性のある不純物原子に捕らえられて、準安定な状態で結晶中に存在できる。このときの電子も正孔もエネルギー的には準安定なレベルをとる。エネルギーバンドモデルによりこの状態を図示したものを図3. 1-16に示す。エネルギーレベルは、最下部が結晶中の原子間の結合に関与している荷電子帯であり、上部に電気伝導に関与する電子となりうる伝導帯が存在しており、それらの間に電子が存在し難い禁止帯が存在する。絶縁体結晶では、伝導帯に電子が存在せず、また禁止帯幅が大きいと解釈できる。放射線の照射で、荷電子帯の電子がイオン化され、伝導帯レベルに励起されたとき、その電子の一部は、禁止帯レベルに存在する不純物原子や格子欠陥によるTの位置に捕捉される。一方電子の抜けた正孔も、電子レベル上では禁止帯のLの位置に相当する場所で準安定化する(図3. 1-16b)。Tレベルに捕捉された電子(捕捉電子と呼ばれ、以下TE: Trapped Electronと略記する)は、加熱したとき、熱エネルギーによる励起エネルギーを受け伝導帯まで励起すると、伝導帯を移動のあと、脱励起して正孔と再結合するさいに光を放出する。この時の発光がTLとして観察される。

Tレベルに存在するTEの数は、イオン化の数に比例しており、イオン化数は、鉱物結晶単位質量当たり、鉱物自身が長年月にわたって周囲から受けてきた放射線の総量に比例しており、結果的にはこの量が、TL量に反映していることになる。つまり、鉱物から放出される天然TL量(TL)_Nは、鉱物生成または加熱処理されたとき以来の天然放射線による蓄積TE量に比例しており、年間当たり生成するTE量(TL)_Aが求まれば、次式により、鉱物中にTEが生成され始めてからの年代(Age)が求まる。

$$(Age) = (TL)_N / (TL)_A$$

なお、今回のTL年代測定は、新潟大学理学部化学教室(橋本哲夫教授)のもとで青木大茂修士の未公表データとその考察に依拠して実施した。

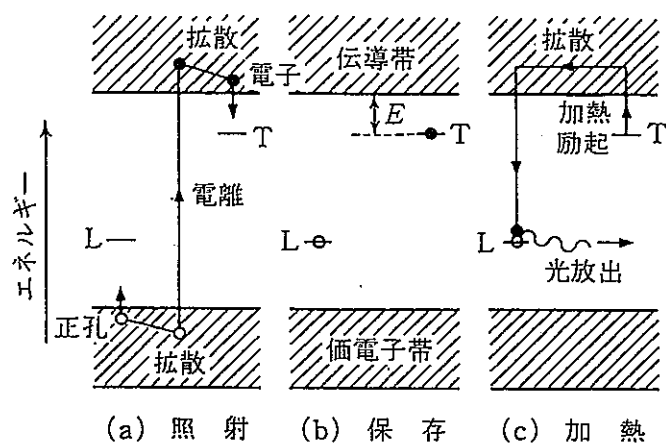


図 3. 1 - 1 6 バンドモデルに基づく熱蛍光発光過程

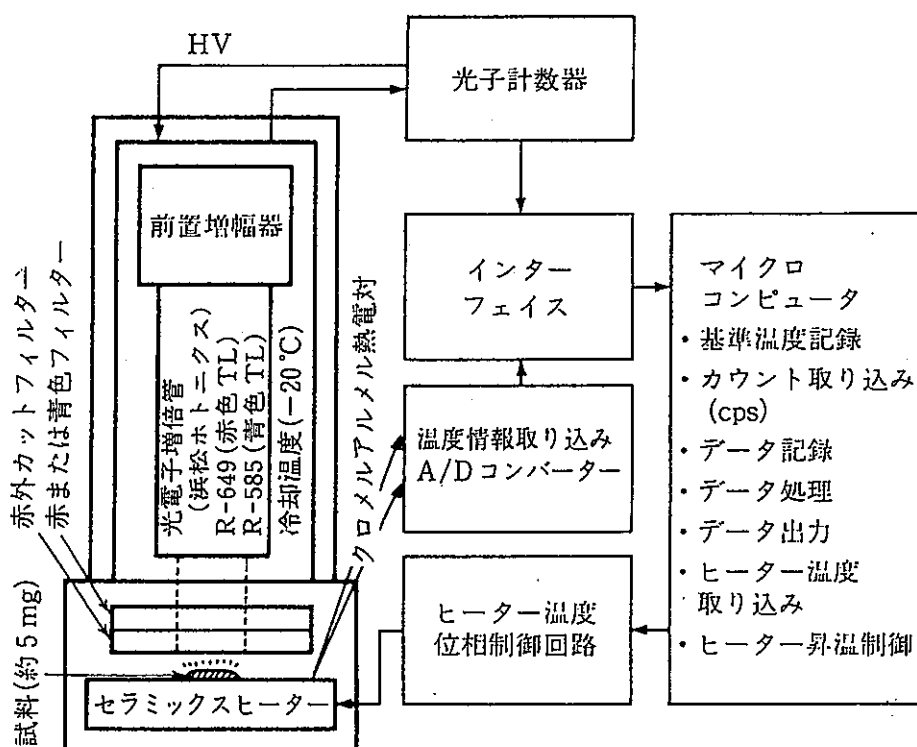


図 3. 1 - 1 7 熱蛍光測定装置概念図

(1) 試料および試料調整

前項のESR年代測定法では、貝化石を年代測定用試料として用いる場合には、現地性の産状を呈しアラゴナイトの殻を有する二枚貝化石が適当であるとしたが、その理由はアラゴナイトが自然界では生体内のみで生成され、化学的沈澱作用や続成作用の過程で生ずることがないためである。

一方、TL年代測定法では、例外なくカルサイトから成る貝殻(例えばイタヤガイ)を測定対象にしてきた。それは、カルサイトのプラトー域(230~260℃)においてアラゴナイトの場合、付加線量とTL発光量との間に比例関係が認められないためであった。しかし、近年、青木(1992, MS)はアラゴナイトのプラトー域が100~160℃に存在することを報告した。そこで、意味のある年代値を得るために、ESR年代測定法と同様に、アラゴナイトを有する貝化石を試料として用いた。

今回、年代測定に供した貝化石は、木下層のKH-2・KH-3の2試料と、沼層のN-10・N-15の2試料である(試料採取層準 図3-14, 17, 18参照)。これらの試料は、全てアラゴナイトから成るもので、ESR年代測定に用いた試料の一部である。γ線照射は、吸収線量が29Gy, 86Gy, 174Gy, 352Gyの計4段階とした。

(2) TL測定

TL量は試料加熱の際の昇温速度依存性を有するので、再現性をよくするには厳密に制御された定速昇温の加熱体が必要となる。天然TLの測定には、環境中で安定な捕捉電子に由来する300~400℃までの安定な測定装置が特に重要である。そこで、32Wのセラミックヒーターを4枚重ねて加熱効率を良好にすること、マイクロコンピュータによる交流の位相制御をとおしてその加熱体の昇温速度を調整すること(通常は、定速昇温1℃s⁻¹で使用)、および光電子増倍管からの光入力に伴う1個1個の信号を雑音と区別しながら計数する光計数方式をTL量の測定に採用することによって上記の条件を満足しうる橋本研究室独自のTL装置を使用した。なお、図3-3-17にその概念図を示す。

測定は各試料につき3回とバックグランド測定1回の計4回行った。1回の測定には5mgの試料が必要である。なお、測定データは測定時に入力する試料の精秤値により、マイクロコンピュータで補正される。解析にはそれぞれの測定データからバックグランドを引いた値の平均値を用い、それより、温度の関数としてTL強度を表したグローカーブ(発光曲線)を得た。試料から得られるγ線照射前およびγ線照射後のグローカーブを図3-3-18~21にまとめて示す。

なお、測定条件は以下の通りである。

(発光感知装置及び条件)

・光電子増倍管 : R-649(浜松ホトニクス)

- ・赤外カットフィルター : IRC-65L (KENKO)
- ・赤または青色フィルター : なし
- ・光子計数装置 : C-1230 (浜松ホトニクス), HV-865v
- ・プリアンプ : C-716 (浜松ホトニクス)

(3) 自然放射線線量測定

本測定に供した試料及び測定方法は、前項の ESR 年代測定で述べたものと同様である。

(4) TL 年代値の決定

a. 天然蓄積線量 (Pareo dose) の決定

人工的に付加線量を与えた試料から得られるグローカーブには、しばしば低温域において、不安定な捕捉状態からの発光が認められる。したがって、TL 量から天然蓄積線量を求める際、人工的に付加した線量と TL 量とが比例する温度領域を定める必要がある。そこで、天然試料そのものと既知線量を人工照射した試料とを測定し、縦軸に 10°C ごとの人工照射試料からの TL 積算値 ($N + \gamma$) に対する天然 TL 積算値 (N) の比をとり、横軸の温度 ($100 \sim 400^{\circ}\text{C}$) に対する変化が少ない温度領域 (プラトー域) の TL 積算値を各付加線量について求めた (プラトーテスト)。

ところで、青木 (1992, MS) によれば、アラゴナイトにおけるプラトー域は $100 \sim 160^{\circ}\text{C}$ であり、 220°C 付近よりアラゴナイトからカルサイトへの転移とそれによる発光が始まる。そのカルサイトへの転移量はおよそ 260°C で 10%、 270°C で 15%、 300°C で 25%、 320°C で 35% であり、 370°C で 50% に達する。それゆえ、アラゴナイトを測定対象とする場合には、① 200°C 以上の高温領域での全発光量から転移によって生じた発光量を差し引くことによって天然蓄積線量を求める方法②アラゴナイトにおけるプラトー域 ($100 \sim 160^{\circ}\text{C}$) での天然蓄積線量を求める方法の 2 つが考えられる。そこで、今回は両者について考察した。

① 高温領域でのプラトー域の設定と天然蓄積線量

図 3. 1-18 ~ 21 に示したプラトーカーブでは、付加線量と発光量とが比例関係を示すプラトー域を認定し難い。ここでは、 10°C ごとの発光量がほぼ一定となっている温度範囲 ($265 \sim 285^{\circ}\text{C}$) をプラトー域と仮定し、グローカーブのピーク域の温度範囲 ($330 \sim 350^{\circ}\text{C}$) と共に高温域での天然蓄積線量を求めることにした。天然蓄積線量は付加線量と TL 強度の積算値から飽和曲線回帰で求めることができる。その結果を図 3. 1-22 に示す。なお、図中では、黒丸がピーク域、白丸が仮定プラトー域を示す。

前述したように、これらの温度領域では付加線量と発光量との間に比例関係がなかった。この原因として、青木 (1992, MS) が述べているように、加熱によるアラゴナイトからカルサイトへの転移による発光が付加されていることが考えられる。このようなアラゴナイトからカルサイトへの転移の実体は未だ確認しておらず、それに伴う発光量の変化も未確認の

状況にある。ピーク領域とプラトー域と仮定した領域を比較すると、後者の天然蓄積線量値の方がまとまりが良い。この値は、見かけの天然蓄積線量であり、真の天然蓄積線量による発光量とアラゴナイトからカルサイトへの転移による発光量の和からなっている。同一時代の試料における見かけの天然蓄積線量がほぼ一定していることは、真の天然蓄積線量を求めうる可能性があることを示していると考えられるが、ここでは、その可能性を述べるにとどめておく。

②低温領域でのプラトー域の設定と天然蓄積線量

図3. 1-18~21に示したプラトーカーブで、100~160℃の温度範囲を見ると、測定値にバラツキが多く、付加線量と発光量との間に比例関係を認定し難い。これは、バックグラウンドのカウント数と測定値のそれが極めて近似していることによる。そのなかでも、KH-2の100~120℃の温度範囲は、付加線量と発光量との関係が比例関係に近いので、付加線量とTL強度の積算値から飽和曲線回帰により天然蓄積線量を求めた。その結果を図3. 1-23に示す。この飽和曲線回帰から、TLの天然蓄積線量は192.876Gyとなる。

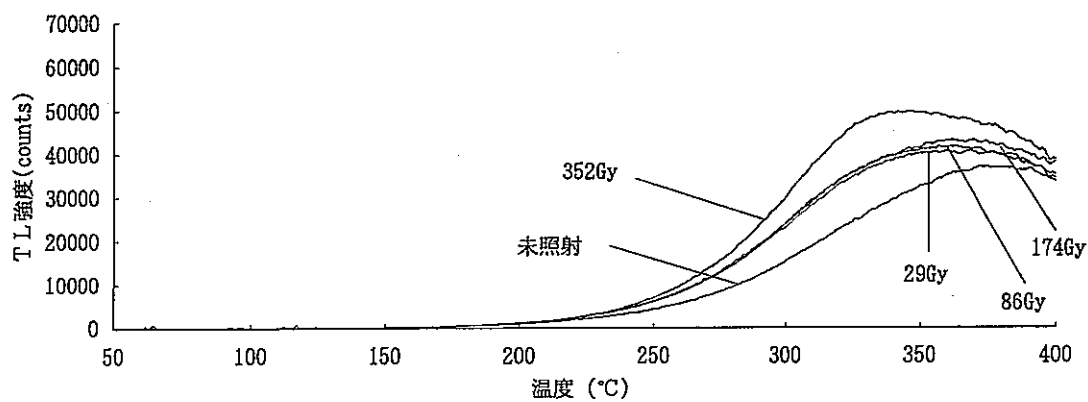
b. 年間線量率の見積

ESR法で述べたものと同様である。今回の解析結果からTLの天然蓄積線量が求められたのはKH-2のみである。その年間線量率は前項の表3. 1-4から 1.2380×10^{-3} (Gy/y)と求まる。

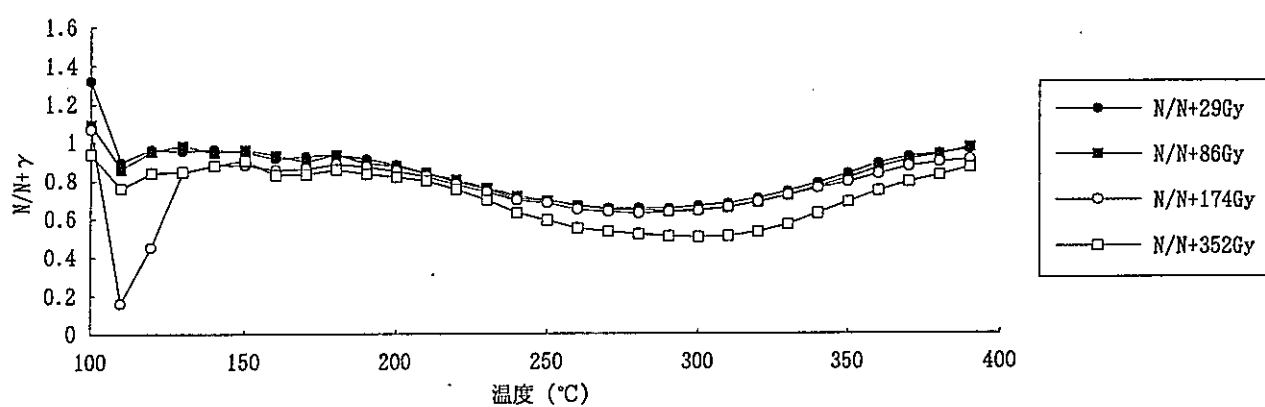
c. TL年代値の算定

今回天然蓄積線量を求めることができたKH-2のTL年代値を算定すると、以下の通りである。

$$192.876\text{Gy} \div 1.2380 \times 10^{-3}\text{Gy/y} \div 16 \times 10^4\text{y}$$

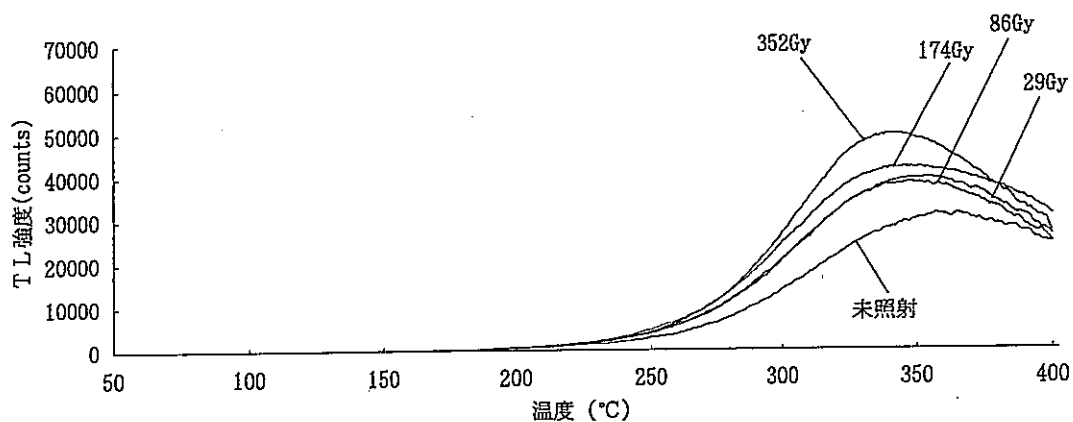


(a) 付加線量に伴う TL グローカーブの変化

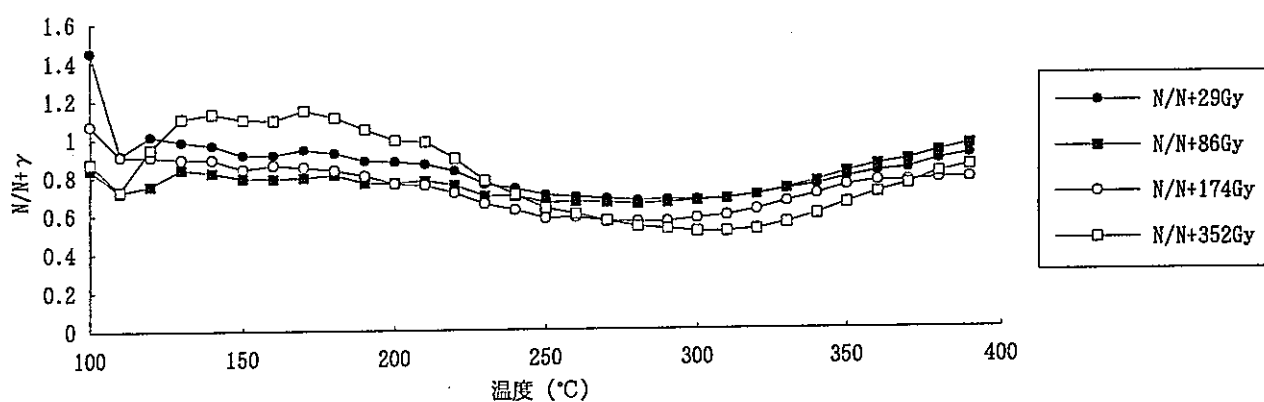


(b) 付加線量に伴うプラトーテスト

図 3. 1-18 N-10 の付加線量に伴う TL グローカーブの変化
およびプラトーテスト

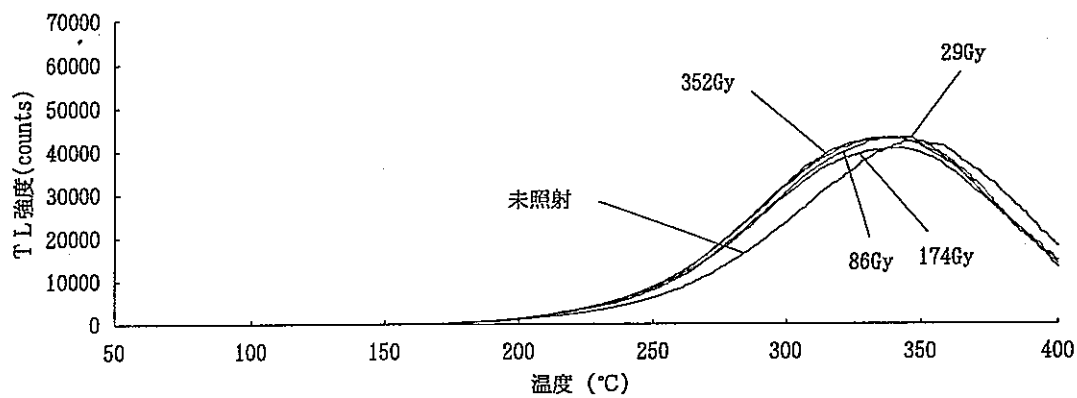


(a) 付加線量に伴う TL グローカーブの変化

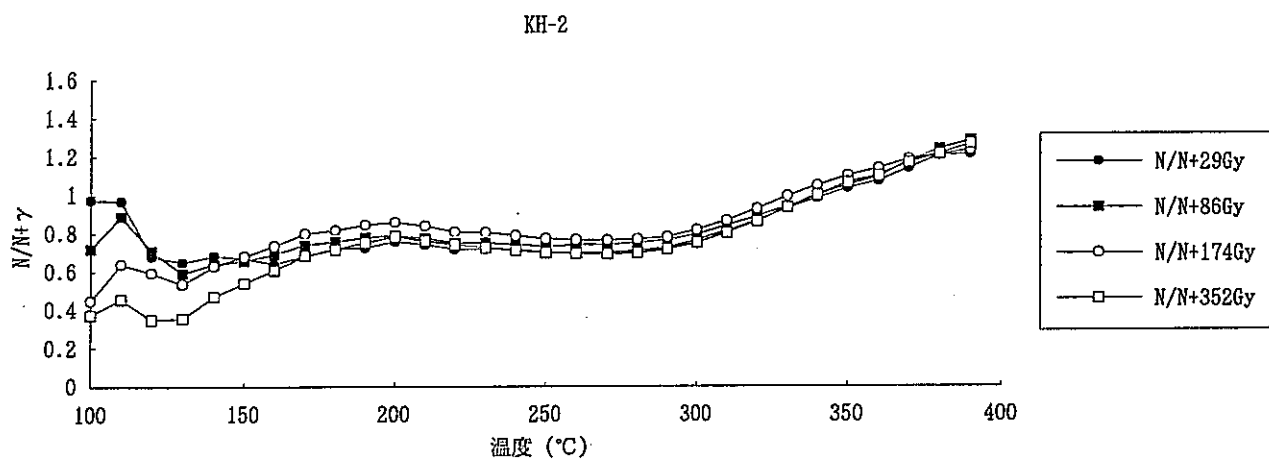


(b) 付加線量に伴うプラトーテスト

図 3. 1-19 N-15 の付加線量に伴う TL グローカーブの変化
およびプラトーテスト

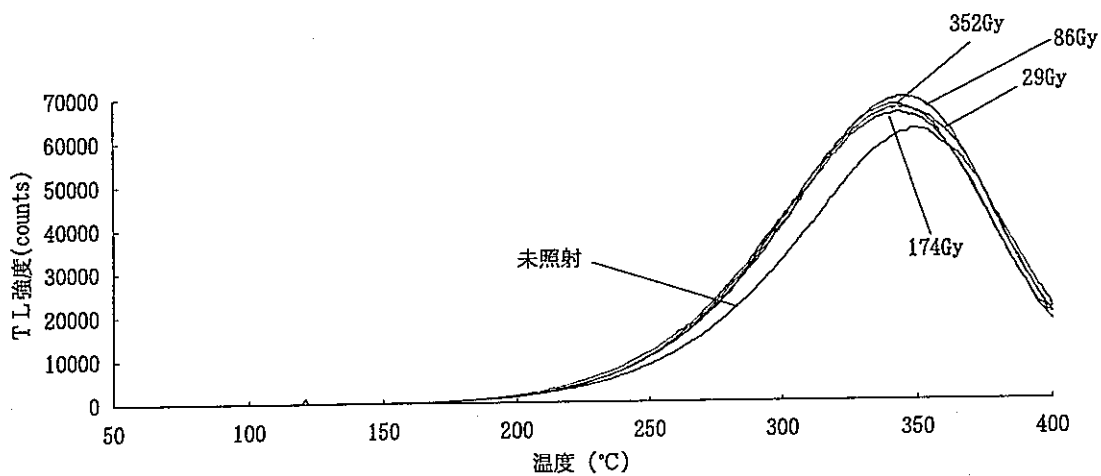


(a) 付加線量に伴う TL グローカーブの変化

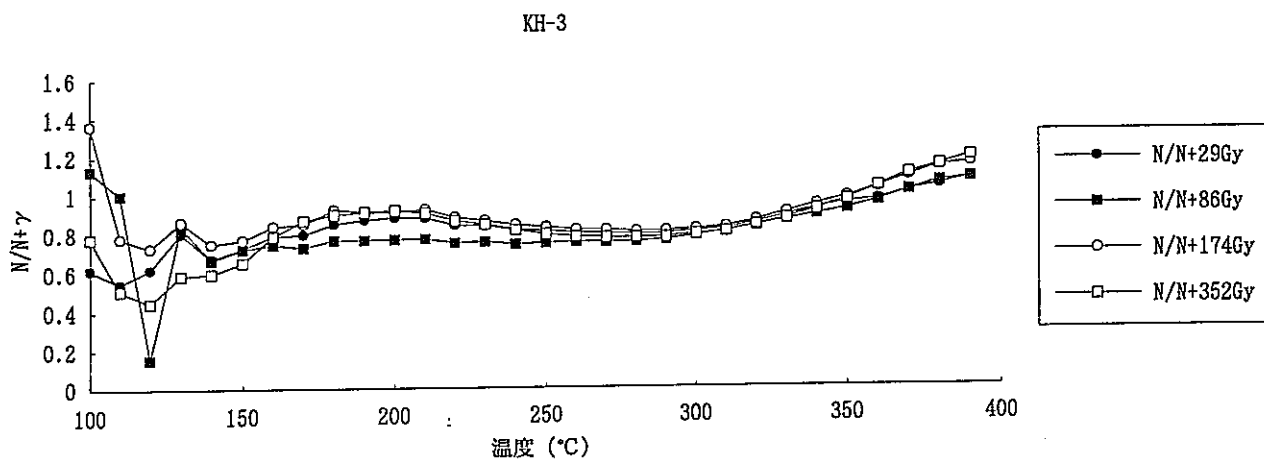


(b) 付加線量に伴うプラトーテスト

図 3. 1-20 KH-2 の付加線量に伴う TL グローカーブの変化
およびプラトーテスト

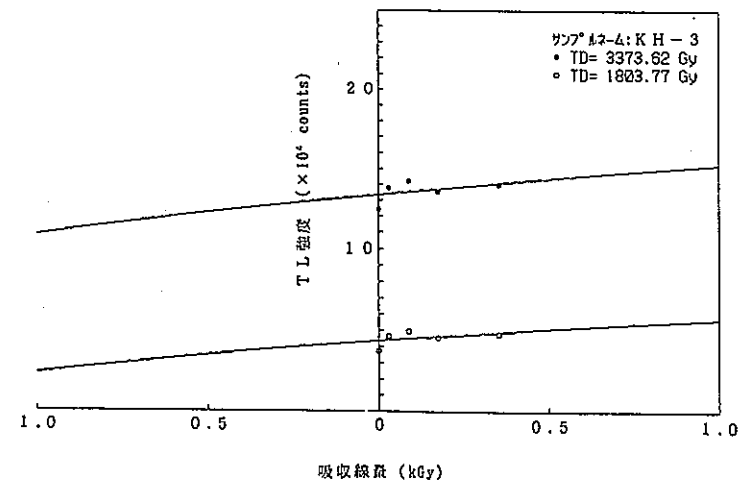
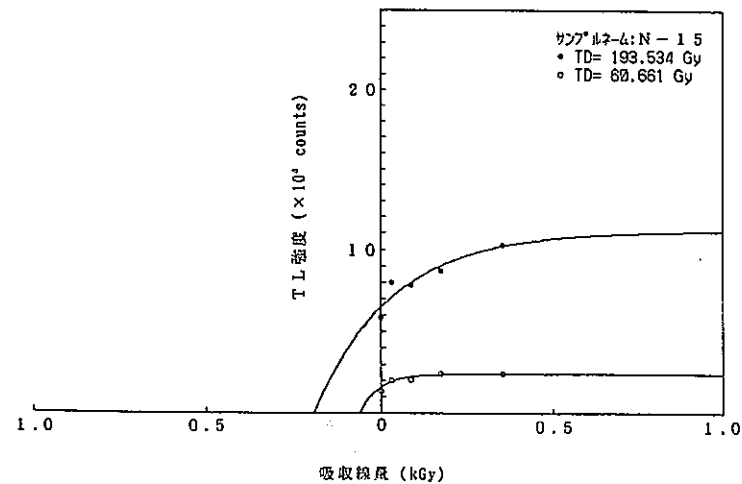
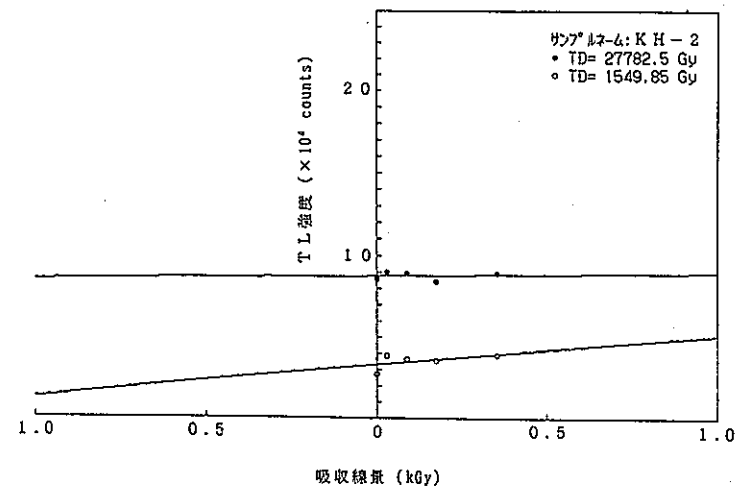
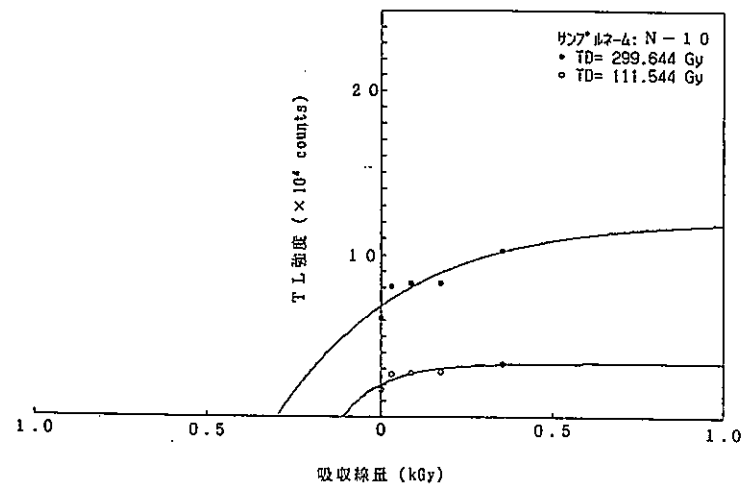


(a) 付加線量に伴う TL グローカーブの変化



(b) 付加線量に伴うプラトーテスト

図 3. 1-21 KH-3 の付加線量に伴う TL グローカーブの変化
およびプラトーテスト



● : ピーク域 (330~350°C)
 ○ : プラトー域 (265~285°C)

図 3. 1. 2. 2 付加線量に伴う高温域での TL 発光量変化および飽和曲線回帰によって
 得られる総被曝線量

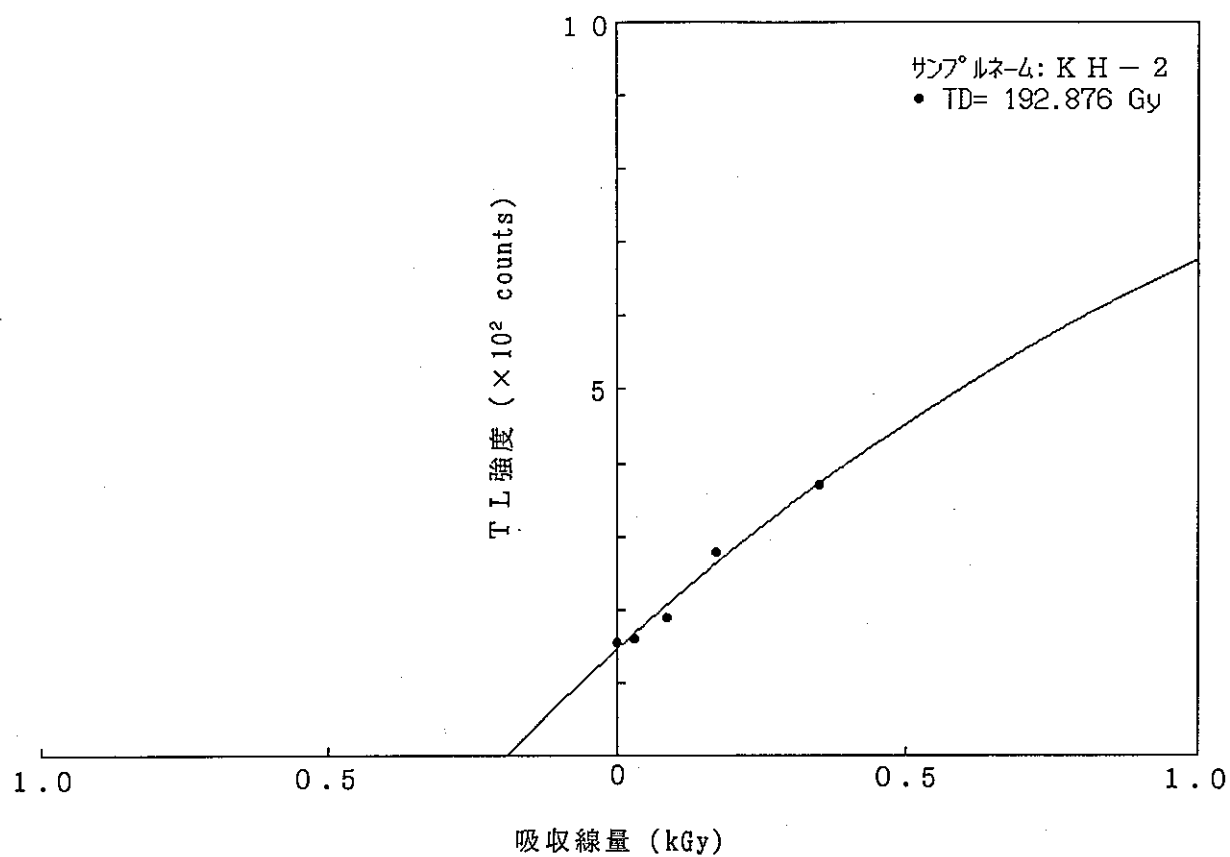


図 3. 1 - 2 3 K H - 2 の付加線量に伴う $100 \sim 120^\circ\text{C}$ の温度範囲での T L 発光量変化および飽和曲線回帰によって得られる総被曝線量

3. 1. 4 年代測定結果の検討

本項では、前項で述べた ^{14}C 年代測定法、ESR年代測定法およびTL年代測定法について比較検討を行うと共に、各試料を採取した地層の年代を推定した。その結果を表3. 1-6にまとめて示す。

(1) ^{14}C 年代測定法

N-3, N-10, N-16の試料は、松島(1979)や松島・吉村(1979)で ^{14}C 年代値を報告している地点付近の沼層から採取したものであり、今回測定した ^{14}C 年代値は横田(1978), 松島・吉村(1979), 中田ほか(1980), Frydl(1982)等が報告した沼層あるいは沼層相当層の ^{14}C 年代値の範囲内にある。特に、N-16は、松島(1979)や松島・吉村(1979)の沼上部泥層あるいは沼上部シルト層に対比され、今回得られた ^{14}C 年代値4,130y.B.P.は、彼らの報告している ^{14}C 年代値4,440~4,840y.B.P.とほぼ一致している。

^{14}C 年代測定値の信頼性を検討する場合、測定精度および試料調整過程における汚染の有無を検討する他に、①年代計算に用いた ^{14}C の半減期の妥当性、② ^{14}C 濃度の初期値が一定であったという仮定の妥当性(②-a ^{14}C 濃度の地域差および②-b ^{14}C 濃度の経年変化)を調べる必要があるとされている(中村・中井, 1988)。

① ^{14}C の半減期について

3. 1-1で述べたように、 ^{14}C の半減期として $5,730 \pm 40$ 年が信頼度の高い値とされているが、半減期を変更することによる混乱を避けるため、慣例としてLibbyの半減期 $5,568 \pm 30$ 年が ^{14}C 年代値算定の際に用いられている。したがって、真の年代値は ^{14}C 年代値の約3%古いことになる(表3. 1-6参照)。

②-a ^{14}C 濃度の地域差について

大気中で宇宙線により生成された ^{14}C は、 ^{12}C や ^{13}C と共に大気圏・生物圏・水圏・地圏を循環している。大気中の CO_2 の混合は比較的速く、成層圏から対流圏への CO_2 の移動における平均滞留時間は約2年、また南北両半球の対流圏間の移動は約1年と推定されている(Nydal, 1968)。したがって、地球規模での大気 CO_2 の ^{14}C 濃度の不均一性は無視できるとされている(中村・中井, 1988)。

一方、海水中の ^{14}C 濃度に緯度依存性(図3. 1-24参照)や深度変化(図3. 1-25参照)が認められている。このような海水中の ^{14}C 濃度分布については、不明な点が多く、そのような環境下で生成された試料に対する ^{14}C 初期濃度の補正は難しいとされている(中村・中井, 1988)。

今回の試料のうち、N-10とN-16の試料は、中緯度域に生息する内湾の浅海性貝化石であることから、それゆえ、上記のような ^{14}C 初期濃度の不均一性があるものと推定される。

②-b ^{14}C 濃度の経年変化

古地磁気の強度の変化によって、大気圏に到達する宇宙線強度が変化したことが知られ

ており、この宇宙線強度の変動に伴う過去の大気中の CO_2 の ^{14}C 濃度変化が木の年輪の ^{14}C 濃度を追跡することによって求められている。Sternberg and Damon (1979)はこの種の研究を行い、その結果を図3. 1-26のように取りまとめた。この図中の点線は、測定値のバラツキ幅を示す。この結果をみると、大気 CO_2 の $\Delta^{14}\text{C}$ 値(^{14}C の相対濃度)は、6,000~7,000年(暦年代)B.P.頃は1950年の大気中の CO_2 に比べ80% ^{14}C 濃度が高かったことを示している。このことは、この年代の試料の ^{14}C 年代は約800年若すぎる値が得られることになる(図3. 1-27参照)。このように、 ^{14}C 濃度に経年変化が認められているが、まだ統一された補正值が決められていないのが実状とされている(中井・中村, 1988)。

今回の試料のうちN-10とN-16の試料について図3. 1-26のデータをもとに ^{14}C 濃度の経年変化を考慮にいたした年代値を試算した結果(図3. 1-27), N-10の試算した年代値は ^{14}C 年代値の約13%, N-16の試算した年代値は ^{14}C 年代値の約7%古い値となった(表3. 1-6)。

以上の考察から、今回の試料における ^{14}C 年代値と実際の年代値との間には、測定に関わる統計誤差以外に、約10%程度の相違がある(いずれも古い方へ偏する)と考えられる。

(2) ESR年代測定法

ESR年代値の誤差は、一般に10~20%程度とされ、誤差の原因として総被曝線量を求める際に生じるものと年間線量率を求める際に生じるものがあるとされている(今井・下川, 1988)。特に、年間線量率の見積りには、放射性元素の分布の不均一性・放射非平衡・含水率効果等の不確定な要素や仮定が多く、最も誤差が生じやすいと考えられる。

沼層の試料(N-9~10, N-15~16)のESR年代値は、下位から $2.3\sim 2.6\times 10^4$ y. B.P., 2.1×10^4 y. B.P., 1.5×10^4 y. B.P.となり、層序学的に判断できる新旧関係と矛盾しない。しかし、前述した ^{14}C 年代値とは大きく異なり、3~5倍の値となった。この不一致は、ESR年代測定の適用限界が2万年前後にあることを示している可能性があり、今後の詳細な検討が必要と考えられる。

木下層の試料(KH-1~4)のESR年代値は、下位から $15\sim 13\times 10^4$ y. B.P., 12×10^4 y. B.P.となり、層序学的に判断できる新旧関係と矛盾しない。木下層相当層の桜井貝層(Tau-12からHk-K1P13のテフラの間の層準)のESR年代測定値については、大村・桜本(1986)により 14.9 ± 1.0 万年前(測定数13), 後川ほか(1988)により中部層準で 15.0 ± 0.5 万年前(測定数15), 上部層準で 17.4 ± 0.7 万年前(測定数10)とされている。今回の結果は、これらの結果に比べるとやや若い。大村・桜本(1986)のバラツキの範囲(13~16.5万年前)および後川ほか(1988)のバラツキの範囲(中部層準; 10~15.6万年前, 上部層準; 14.3~21.6万年前)と比較すると、これらはほぼ一致しており、ESR年代測定法の再現性の良さを示している。

年間線量率についてみると、推定方法が異なるものの、粗粒な堆積物からなる木下層の $1.02\sim 1.27\text{mGy/y}$ に比べて、細粒な堆積物からなる桜井貝層は、大村・桜本(1986)で $0.66\sim$

0.78mGy/y, 後川ほか(1988)で中部層準0.63mGy/y, 上部層準0.61mGy/yを示し, 岩相の違いを表している。今回の木下層に見られる空隙の多い半固結の中～粗粒砂中に厚い層をなす貝化石床での年間線量率の推定方法, およびその年間線量率測定法の標準化の検討が必要である。

木下層(E S R年代測定で約 13×10^4 y)程度の古さになると, クロスチェックする方法はほとんど無くなる。しかし, E S R年代値の集中度・再現性が良いため, この程度の古さでのE S R年代値は試料の吟味・測定手法の標準化を進めることにより信頼度を高めることができると考えられる。

(3) T L年代測定法

T L年代測定においては, カルサイトよりなる硬組織試料では発光量の多い領域(高温領域)においてプラトー域が設定できるのに対して, アラゴナイトではそれができないため, 測定対象がカルサイトに限定されていた。しかし, 自然界においてはカルサイトは化学的沈澱作用や続成作用によっても生成されるため, その石灰質生物の死後に硬組織の隙間あるいは表面に晶出することが少なくない。一方, アラゴナイトは生体によってのみ生成される。そこで, 他の測定と同じレベルでの論議に耐えるために, T L年代測定の対象をアラゴナイトとする, 測定方法の開発が求められる。今回, その可能性を探りつつT L年代測定法を行った。その方法として, ①低温領域(アラゴナイトからカルサイトに転移しにくい温度範囲; 220℃以下)でのプラトー域の認定, ②高温領域(アラゴナイトからカルサイトに転移する温度範囲; 220℃以上)でのプラトー域の認定の2種類を考察する。

①低温領域

この温度範囲においては発光量が極めて小さく, バックグラウンドに近似した値しか示さない。青木(1992, MS)は, 100～160℃の温度範囲にプラトー域を認定したが, 今回の測定では, 測点のバラツキが大きくプラトー域を認定しにくかった。そのなかで, 参考程度ながら, KH-2の100～120℃の温度範囲を近似的にプラトー域とみなし, T Lの天然蓄積線量を求めたところ, 192.876Gy(T L年代値16万年前)となりE S Rの総被爆線量163.569Gy(E S R年代値13万年前)とほぼ等しい。このことは, アラゴナイトからカルサイトへの転移に伴う発光が始まるとされている220℃以下の温度範囲で, バックグラウンドの数倍の発光強度を確保できるのであれば, プラトー域を設定でき, E S Rと同一試料での年代測定が可能であることを示唆していると考えられる。

このような温度範囲でプラトー域の設定を行うためには, 試料増による発光量の増加が可能か, また光センサーの感度の向上が可能かなどの検討と測定システムの改良が必要である。また, 低発光領域における測定法の標準化を進め, 事例研究を重ねて測定限界を明確にすることも必要である。

②高温領域

青木(1992, MS)が述べているように, これらの温度領域では, プラトー域を認定できなかつ

た。その原因として、加熱によるアラゴナイトからカルサイトへの転移に伴う発光が加わっていると考えられる。アラゴナイトからカルサイトへの転移の実体は、未だ確認しておらず、それに伴う発光量の変化も未確認である。しかし、プラトー域と仮定した領域から求めた見かけの天然蓄積線量(真の天然蓄積線量による発光量と転移による発光量から求められる)が、同一時代の試料ではほぼ一定していることは、真の天然蓄積線量を求めうる可能性があることを示唆している。

TLの発光量の測定法の標準化(バックグラウンドの扱いを含む)を行うこと、および事例研究を重ねることにより、TL年代測定とESR年代測定との関係を明確にできると考えられる。また、現生種と同一の試料を用いての事例研究を増すことによって、TL発光量を天然蓄積線量に起因する部分とアラゴナイトからカルサイトへの転移に起因する部分とに分別できると考えられる。

(4) 絶対年代測定法の検討と地層の形成年代の推定

今回の年代測定の結果から以下のような結論を得た。

- ①数万年程度の年代推定には、 ^{14}C 年代測定法が有効である。ただし、 ^{14}C 濃度の初期値に地域差や経年変化があり、今回の試料では、その影響で真の年代値よりも ^{14}C 年代測定値の方が約10%程度若くなることが推定された。
- ②N-3については経年変化の知られている範囲を超えるため、どの程度 ^{14}C 濃度の初期値に偏りがあるのか不明であるが、同様な誤差を含みうると考えられる。さらに、試料が堆積物であるため、dead carbonを含み、 ^{14}C 濃度が希釈されている可能性もある。その場合には、 ^{14}C 年代測定値は実際の値よりも古いことになる。したがって、この試料の年代値は多くの不確定さを有しているものと考えられるが、ここでは、 ^{14}C 年代測定値： $10,110 \pm 230 \text{ y. B. P.}$ をもって地層の年代値とする。
- ③N-10およびN-16についてSternberg and Damon (1979)が図示した ^{14}C 濃度の経年変化を考慮して、それぞれ約7,270年前、約4,410年前と試算したが、未だ統一された補正值が決定されていない状況にあることから、それぞれ今回得られた ^{14}C 年代測定値 $6,430 \pm 110 \text{ y. B. P.}$ および $4,130 \pm 110 \text{ y. B. P.}$ をもって地層の年代とする。
- ④ ^{14}C 年代測定法の使用できない数万年以前の試料については、ESR年代測定法が最も有効な手法と考えられる。TL年代測定法については、試料がカルサイトに限られていたが、年代測定用の試料としてカルサイトは不適當であることから、アラゴナイトを用いる方法の開発が必要であり、それは可能であると考えられる。
- ⑤KH-1~4は、ほぼ層準に近いことから、各ESR年代値の単純平均をとって地層の年代を約13万年前と推定した。このESR年代値の誤差範囲(この数値の20%内)に測定年代値がすべて包含される。

表 3. 1-6 各種年代測定法による年代値対応表

	$^{14}\text{C}(\text{y. B.P.})$ 半減期が $5,568 \pm 30\text{y}$ の場合	$^{14}\text{C}(\text{y. B.P.})$ 半減期が $5,730 \pm 30\text{y}$ の場合	$^{14}\text{C}(\text{y. B.P.})$ 経年変化を考慮した場合	ESR(y.B.P.)	TL(y.B.P.)
N-16	$4,130 \pm 110$	$4,250 \pm 113$	約4,410	1.5×10^4	—
N-15	—	—	—	2.1×10^4	—
N-10	$6,430 \pm 110$	$6,617 \pm 113$	約7,270	2.6×10^4	—
N-9	—	—	—	2.3×10^4	—
N-3	$10,110 \pm 230$	$10,404 \pm 237$	—	—	—
KH-4	—	—	—	12×10^4	—
KH-3	—	—	—	12×10^4	—
KH-2	—	—	—	13×10^4	16×10^4
KH-1	—	—	—	15×10^4	—

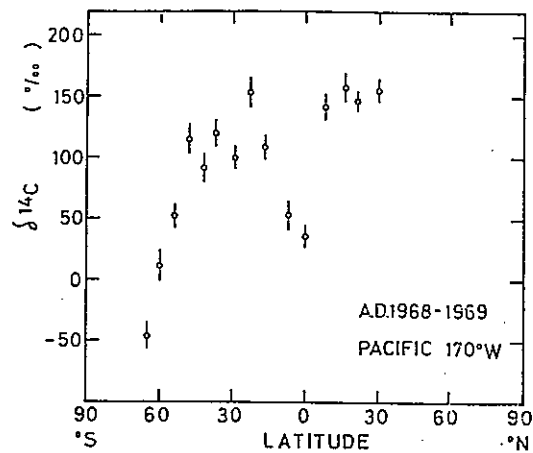


図 6 太平洋表面海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の緯度依存性。 $\delta^{14}\text{C}$ は炭素同位体分別の補正が施されていない。

図 3. 1-24 太平洋表面海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の緯度依存性 (中村・中井, 1987)

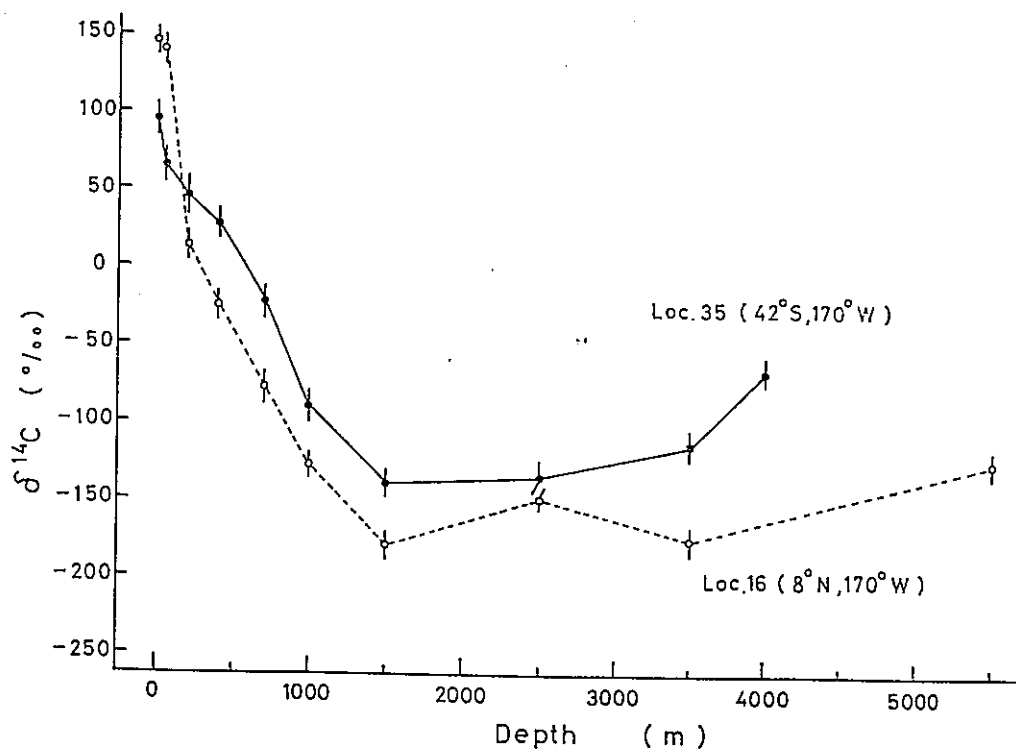
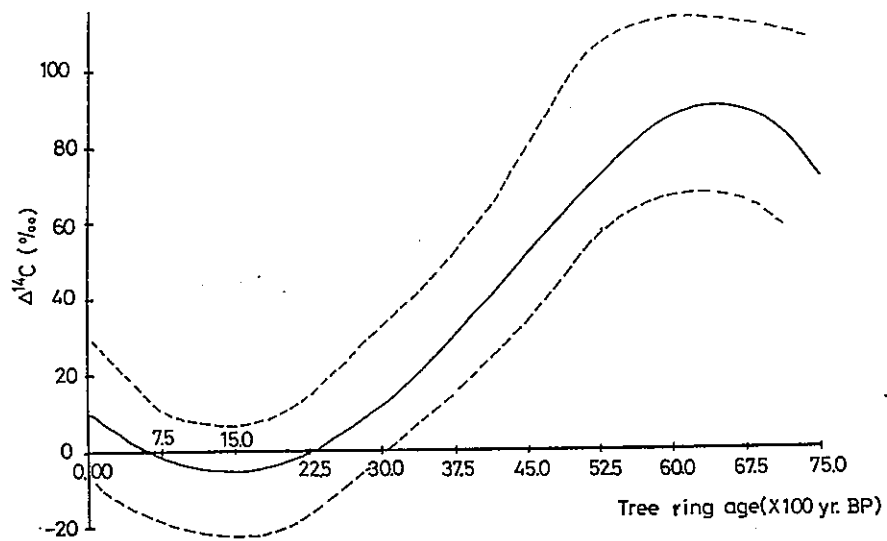


図 7 太平洋海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の深度変化。 $\delta^{14}\text{C}$ は炭素同位体分別の補正が施されていない。黒丸が Loc. 35, 白丸が Loc. 16 (Horibe, 1970) を表わす。

図 3. 1-25 太平洋海水中に溶存する全炭酸の $\delta^{14}\text{C}$ の深度変化 (中村・中井, 1987)



$$\Delta^{14}\text{C}(\text{‰}) = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1,000} \right)$$

$$\delta^{14}\text{C}(\text{‰}) = \left\{ \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Sample}}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} - 1 \right\} \times 1,000$$

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left\{ \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Sample}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standard}}} - 1 \right\} \times 1,000$$

図 3. 1 - 2 6 大気(木の年輪)の ^{14}C 濃度の7,000年前以降における変動
(Sternberg and Damon, 1979)

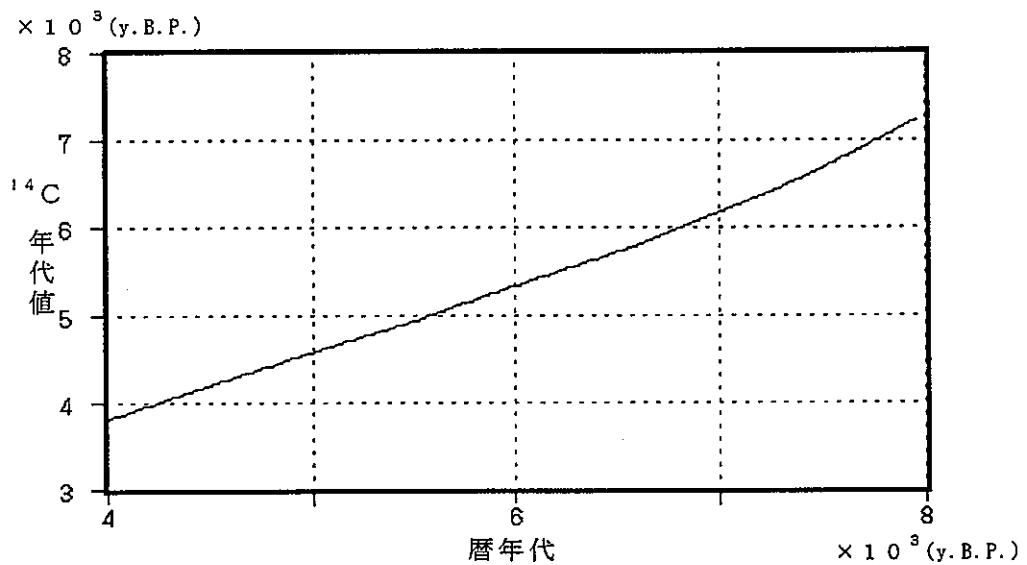


図 3. 1 - 2 7 暦年代(横軸)と経年変化を考慮しない ^{14}C 年代値(縦軸)の関係
図 3. 1 - 2 6 の $\Delta^{14}\text{C}$ の変動の中央値と Libby の半減期を用いて
試算した

3. 2 テフラ分析

野外調査において、地層中に挟在するテフラ(軽石や火山灰などの総称)は、粒度・色調などの層相と層位関係に基づいて対比・同定したが、ここでは、岩石記載的方法によるテフラの同定結果を述べるとともに、そのテフラの噴出年代について考察する。なお、テフラの分析は、新井房夫群馬大学名誉教授に依頼した。

南関東地域の上部更新統に挟在する示標テフラの層位関係・岩石記載的特性・分布などについては、町田や新井らの一連の研究によって明らかにされ、テフラカタログとして公表されている(町田・新井, 1992)。このテフラカタログは、本調査地域に分布する地層中の示標テフラ層を同定・対比する上で利用価値の高いものである。特に、新井(1972)によってその有効性が確かめられているテフラの斑晶鉱物(斜方輝石、角閃石)の屈折率測定は、本調査地域のように火山噴出源から遠く離れた地域にあり、しかも陸上と水底というような堆積環境の全く異なるテフラ層を同定・対比するうえで極めてすぐれた方法と考えられる。

今回分析に供した試料は、Loc. 2およびLoc. 6の木下面構成層中に挟在するテフラである。野外調査の際に層相や層位関係から、試料KN-20は東京軽石(Hk-TP)、試料KN-19は小原台軽石(Hk-OP)、試料KN-16~11およびKH-9は三色アイス軽石(SIP=Hk-Klp群)と判断したものである。これらの試料の鉱物組成・斑晶鉱物の屈折率等の分析結果を表3. 2-1にまとめて示す。

試料はいずれも風化の進んだものばかりで、斜方輝石もほとんど風化消失している場合もあるが、斜方輝石の屈折率から上記の野外調査における判断の妥当性が判明した。なお、テフラ中に含まれる石英や角閃石については、円磨されていることから、二次的な混交物と判断される。

次に、同定された各テフラの噴出年代については、町田・新井(1992)などの論文に基づいて以下のように設定する。

(1) 箱根東京テフラ(Hk-TP; 降下軽石, Hk-T; 軽石流)

町田・鈴木(1971)はHk-TP中の黒曜石を用いてフィッシュン・トラック年代値 $49,000 \pm 5,000(1\sigma)$ y. B. P. を、富樫・松本(1988)および中村ほか(1992)はHk-T中の炭化木を用いてそれぞれ ^{14}C 年代値 $50,100 \pm 270/-200(2\sigma)$ y. B. P., $52,310 \pm 360(1\sigma)$ y. B. P. を算出した。中村ほか(1992)は、Hk-TPの前後に挟在し、 ^{14}C 年代値の求められている他のテフラとの関係からHk-TPの噴出年代を約5.2万年前と推定した。本報告書でもこの値をもってHk-TPの噴出年代とする。なお、町田・新井(1992)ではこのテフラの火山灰層位学的位置づけからその噴出年代を約6万年前と推定している。

(2) 小原台軽石(Hk-OP)

町田・鈴木(1971)はHk-OP中の黒曜石を用いてフィッシュン・トラック年代値 $66,000 \pm$

6,000(1 σ)y. B. P. を算出した。この値は上位層準のHk-TPの年代値と矛盾しない。町田・新井(1992)は、このテフラの火山灰層位学的位置づけからその噴出年代を約8万年前と推定している。そこで、本報告書でもこの値をもってHk-OPの噴出年代とする。

(3) 三色アイス軽石(SIP=Hk-K1P群)

今回の分析結果から、SIPの一部がHk-K1P6およびHk-K1P8～9に同定された。新井ほか(1977)によれば、下末吉丘陵のHk-K1P6～13の降下年代は最終間氷期最高海面期を過ぎて海退が進行していた時期に当たるとされている。Hk-K1P6, Hk-K1P8およびHk-K1P13に含まれる黒曜石を用いたフィッシュン・トラック年代値128,000 $\pm$ 11,000(1 σ)y. B. P., 132,000 $\pm$ 10,000(1 σ)y. B. P. および117,000 $\pm$ 10,000(1 σ)y. B. P. が報告されていること(町田・鈴木, 1971)および最終間氷期最高海面期が125,000年前とされていること(米倉, 1991)から、SIPの降下時代を125,000年前としておく。なお、町田・新井(1992)ではHk-K1P7を約13万年前に設定している。

表 3. 2-1 木下面構成層に挟在するテフラ層の岩石記載的特性

地点	試料	純度	鉱物組成			屈折率			最大粒径	色	同定結果
			重鉱物	石英	火山ガラス	鉱物名	レンジ	モード			
Loc. 2	KN-20	C	opx>cpx>mt (ol)	-	-(alt.)	opx	1.703~1.711	-	0.3cm	or-br	Hk-TP
	KN-19	C	mt>alt. ho (alt. opx, bi)	β +	-(alt.)	opx	1.710~1.718	mix	0.4cm	or-br	$\gamma \approx 1.718$ の opxはHk-OP
						ho	1.668~1.683	mix			
	KN-16	C	opx>cpx, mt (ho)	+	-(alt.)	opx	1.697~1.710	bimodal	0.5cm	beige	Hk-K1P8~9
						ho	1.675~1.686	(mix)			
	KN-15	C	mt>opx>cpx, ho	+	-(alt.)	opx	1.698~1.710	bimodal	0.5cm	beige	Hk-K1P8~9
	KN-14	C	alt. opx, ho, mt	++	-(alt.)	opx	1.702~1.710	-	sty	br-gy	Hk-K1P群
	KN-13	C	alt. opx>cpx, mt (ho+)	-	-(alt.)	opx	1.705~1.710	1.708	sty	beige	Hk-K1P6
Loc. 6	KN-12	C	alt. opx>cpx, mt (ho $\pm$)	β +	-(alt.)	opx	1.706~1.710	1.708	sty	beige	Hk-K1P6
	KN-11	C	alt. opx>cpx, mt	$\pm$	-(alt.)	opx	1.705~1.710	1.708	cly	gy-wh	Hk-K1P6
						ho	1.670~1.682	-			
	KH-9	C	alt. opx, ho, mt	++	-	opx	1.705~1.713	-	cly	beige	Hk-K1P群

石英や角閃石は円磨されていることからいずれも二次的な混交物と判断される

記号

C: 純化不能	alt.: 変質している	cly: clayey
opx: 斜方輝石	+++: abundant	sty: silty
cpx: 単斜輝石	++: moderate	or: orange
ol: カンラン石	+: poor	br: brown
mt: 磁鉄鉱	-: very poor	gy: gray
ho: 角閃石	to lack	wh: white
bi: 黒雲母	β : 高温型石英	

3. 3 古環境解析

地殻変動を定量的に把握するために必要な基準面の形成環境・形成時代を推定することを目的として、微化石(花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫)、貝化石および FeS_2 分析を実施した(各分析の試料採取層準; 図3-13~20参照)。

花粉化石分析は、地層堆積時の古気候の推定を主たる目的として、竹内貞子(齊藤報恩会自然史博物館学芸員)に、珪藻化石分析は、地層堆積時の古環境の推定(淡水・海水の判定)を目的として、丸山俊明(山形大学助教授)に依頼した。また、有孔虫化石分析および貝形虫化石分析は、主として地層堆積時の古水深の推定を目的として、それぞれ高柳洋吉(東北大学名誉教授)、石崎国熙(東北大学助教授)に依頼した。各分析者の結果を高柳洋吉(東北大学名誉教授)がとりまとめた微化石調査報告書を巻末資料-2として添付した。

貝化石分析は、主として地層堆積時の古水深の推定を目的とし、鑑定と解析手法について小笠原憲四郎(筑波大学教授)に指示を仰いだ。

FeS_2 分析は、地層堆積時の古環境(淡水・海水の判別)を目的として実施した。

本節では、各分析結果について個々に述べるとともに、最後にそれらを取りまとめて総合的に地層の形成環境を推定する。

3. 3. 1 花粉化石分析

(1) 試料

分析に供したのは、木下層から8試料(KH-5, KH-7~8, KN-1, KN-3~4, KN-6~10, KN-14)、常総粘土から3試料(KN-17~19)、沼層から9試料(N-1~2, N-4~8, N-15~16)および沼Ⅲ面構成層から1試料(N-17)の合計25試料である(試料採取層準については図3-13~18参照)。

(2) 分析方法

KOH法、HF法、アセトリシス法を改良併用して試料を処理し、処理済み残渣をスライドに封入して検鏡した。以下にその方法を述べる。

a. 試料処理

- ・約50gの試料を粉碎した後、500ccビーカーに入れ、10% KOHを加え攪拌し、一昼夜放置する。
- ・上澄みを捨て、水を加えながら1000ccビーカーに移し、水洗いを数回繰り返す。水洗いの過程で傾斜法により砂および粘土粒子の除去を行う。
- ・試料を100ccポリビーカーに移し、上澄みを捨てた後10% HClを少量加え攪拌し、ドラ

フト中に2〜3日放置する(その間随時攪拌する)。

- ・上澄みを捨て、残渣をポリエチレン 遠沈管に移し、遠沈して上澄み液を捨てる。
- ・36% HCl を加え攪拌して一昼夜放置した後、遠沈して残渣に水を加えて攪拌し、遠沈洗浄を4回繰り返す。
- ・ガラスの遠沈管に移し、遠沈後残渣に氷酢酸を加え攪拌して遠沈する。
- ・残渣に無水酢酸と濃硫酸9:1の混合液を加え攪拌し、10分間湯煎の後遠沈する。
- ・残渣に氷酢酸を加え攪拌し遠沈する。
- ・36% HCl を加え攪拌して一昼夜放置する。
- ・遠沈して残渣に水を加え攪拌し、遠沈洗浄を4回繰り返す。

b. 封入

蒸気の上にガラス板を置き、その上でスライドガラスとカバーガラスを温めながら以下の作業を行う。

- ・温めたグリセリンゼリーをスライドガラスの上に一滴落とす。
- ・aの処理を終えた残渣に少量の水を加え、そのグリセリンゼリーと混ぜる。
- ・水分を蒸発させた後カバーガラスをかける。
- ・ガラス板から降ろし、スライドが冷えてからマニキュアで封じる。

c. 検鏡

検鏡にあたっては普通400倍で同定したが、必要に応じて600倍で同定した。木本花粉化石 (Arboreal Pollen; APと略記) 200個を同定し、かつその間に出現した全ての草本花粉化石 (Non-Arboreal Pollen; NAPと略記) およびシダ類胞子化石 (Fern Spore) を同定した。

(3) 分析結果

分析結果を表3. 3-1の産出花粉化石百分率表および図3. 3-1の花粉化石ダイアグラムに示す。KN-7〜10およびKN-19以外の試料から花粉・胞子化石を産したが、そのうちKN-1, KN-3〜4, N-7〜8, N-15の6試料を除いた14試料は、含有花粉・胞子化石の絶対量が少ないため表3. 3-1の百分率表に検出されたタクサを+印で示すにとどめた。なお、百分率表およびダイアグラムでは全てのタクサについて、木本花粉化石 (AP) の総数を基数とした百分率で示してある。

花粉化石分析で検出された花粉化石は高木花粉化石; 2科と18属, 低木花粉化石; 7属, 草本花粉化石4科, 2亜科と6属およびシダ類胞子化石の2タイプである。以下に各試料の花粉化石組成の特徴について述べる。

<KH-5, KH-7〜8>

3試料とも絶対花粉量は少ないが、産出する花粉化石のタクサはほぼ共通している。少ないなかでも、KH-5では *Cryptomeria*, *Pinus*, *Carpinus* が、KH-7では *Cryptomeria*, *Pinus*, *Ulmus-Zelkova* が、KH-8では *Cryptomeria*, *Pinus* がそれぞれ多い。

<KN-1, KN-3~4>

3試料はKN-4で *Alnus* が10%をこえるほかは、ほぼ類似の組成を示す。木本花粉化石の割合が非常に多いこと、木本花粉化石の中では *Picea*, *Pinus*, *Abies* を主とする針葉樹の花粉化石が圧倒的に多いことで特徴づけられる。

<KN-6>

Monolete type のシダ類孢子化石が数個検出されたのみであった。

<KN-14, KN-17~18>

3試料とも絶対花粉量が極端に少ないが、ここでも *Cryptomeria* が共通して出現している。

<N-1~2, N-4~5>

4試料とも絶対花粉量は少ないが、出現するタクサの種類は比較的多い。大まかにみてほぼ類似した出現傾向を示す。*Cryptomeria*, *Pinus*, *Abies* の針葉樹と *Fagus*, *Carpinus*, *Betula*, *Juglans-Pterocarya*, *Alnus* などの落葉広葉樹を主とする。Monolete type のシダ類孢子化石が多い。

<N-6>

シダ類孢子化石が若干検出されたのみであった。

<N-7~8, N-15>

Quercus, *Celtis-Aphananthe*, *Ulmus-Zelkova*, *Cryptomeria*, *Carpinus* を主とし *Pinus*, *Fagus*, *Alnus* などがこれに次ぐ。

<N-16>

絶対花粉量が少ないが、出現するタクサの種類は多く、上述のN-7~8, N-15の試料とほぼ同じ傾向を示す。すなわち、*Quercus*, *Celtis-Aphananthe*, *Ulmus-Zelkova*, *Cryptomeria*, *Juglans-Pterocarya*, *Carpinus*, *Fagus* などの出現量が多い。

<N-17>

絶対花粉量が少なく、タクサの種類も少ない。*Pinus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Cryptomeria*, *Fagus*, *Ulmus-Zelkova*, *Celtis-Aphananthe*, *Tilia*, *Alnus*, *Gramineae*, *Cichorioideae*, *Monolete spore*, *Trilete spore* がわずかに検出されたのみであった。

(4) 古気候の推定

a. 木下層

<KH-5, KH-7~8堆積時>

花粉化石の絶対量が少ないため、古気候を推定するのが難しいが、しいていえば、産出する花粉化石が主として冷温帯性の樹種で占められていることから、冷涼から温暖な気候に支配されていたと推定される。

<KN-1, KN-3~KN-4堆積時>

寒冷な気候のもとで、後背地は、*Picea*, *Pinus*, *Abies* を主とした冷温帯~亜寒帯の針葉

樹林で覆われていたと推定される。

b. 常総粘土

<KN-17~18堆積時>

出現する花粉化石の種類から寒冷な気候ではないと推定される。

c. 沼層

<N-1~2, N-4~5堆積時>

当時の気候を推定することは難しいが、産出する花粉化石の種類からみて、大まかには後述するN-7~8, N-15堆積時とあまり変わらない温暖な気候のもとにあったと推定される。

<N-7~8, N-15堆積時>

後背地は、*Quercus*, *Celtis-Aphananthe*, *Ulmus-Zelkova*, *Cryptomeria*などが優占する林に覆われており、温暖な気候のもとにあったと推定される。

(5) KN-1, KN-3~4堆積時の寒冷気候についての考察

前述したように、KN-1, KN-3~4に含まれる花粉化石は寒冷気候を指示している。一方、木下層は最終間氷期の温暖な気候のもとでの堆積物とされている(日本の地質「関東地方」編集委員会, 1986)。そこで、上記の結果について次のいくつかの解釈が考えられる。

①堆積当時の気候は寒冷であり、最終間氷期に一時期寒冷になった時期があった。

②検出された花粉化石はすべて遠隔地の山地からもたらされたものである。

③検出された花粉化石はすべて古い時代の地層からの再堆積である。

④花粉化石含有層は木下層ではない。

⑤*Picea*, *Abies*, *Pinus*などの針葉樹は亜寒帯性の樹種ではなく、寒冷気候を指示しているのではない。

以上の問題については、現在得られている花粉化石のデータだけでは解決できない。上下層準での詳細な分析、同層準での他の化石の研究結果などを含めた総合的な検討が必要である。

表3. 3-1 花粉化石産出百分率表

	<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i>	<i>Cryptomeria</i>	<i>Sciadopitys</i>	Cupressaceae-Taxaceae	<i>Juglans-Pterocarya</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Ulmus-Zelkova</i>	<i>Celtis-Aphananthe</i>	<i>Acer</i>	<i>Tilia</i>	<i>Salix</i>	<i>Corylus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Ilex</i>	<i>Elaeagnus</i>	<i>Fraxinus</i>	<i>Ligustrum</i>	Gramineae	Cyperaceae	<i>Typha</i>	<i>Persicaria</i>	<i>Rumex</i>	Chenopodiaceae	<i>Ranunculus</i>	<i>Thalictrum</i>	Umbelliferae	<i>Artemisia</i>	Carduioideae	Cichorioideae	Monolete type fern spore	Trilete type fern spore	AP	NAP	Fern spore	Indeterminable pollen			
N-17	+	+	+	+	+						+		+	+		+			+					+											+	+								
N-16	+	+	+	+	+			+		+	+	+	+	+					+					+											+	+								
N-15	1.5	0.5	2.0	9.5	17.5	0.5	-	-	1.0	9.0	2.5	20.0	8.5	21.5	-	-	-	-	5.5	-	-	0.5	-	2.0	-	-	-	-	1.5	-	-	0.5	1.0	0.5	-	0.5	18.0	5.0	63.9	3.8	14.7	17.6		
N-8	6.5	3.0	2.5	10.5	11.5	-	-	2.5	-	9.5	2.5	23.0	13.0	9.5	0.5	-	-	-	4.0	0.5	0.5	0.5	-	5.5	0.5	-	-	-	2.0	-	-	0.5	3.0	-	0.5	19.5	2.0	66.0	7.9	14.2	11.9			
N-7	1.0	-	2.0	3.5	9.5	-	0.5	2.5	0.5	11.0	2.5	8.5	24.5	27.0	0.5	-	-	0.5	4.0	-	1.0	-	1.0	10.5	-	-	0.5	-	-	0.5	-	-	2.5	1.5	-	28.5	1.0	60.2	9.3	17.8	12.7			
N-6																																												
N-5					+	+			+		+								+					+										+										
N-4	+				+	+				+					+				+	+		+		+										+										
N-2	+				+	+		+	+	+					+				+	+		+		+									+	+										
N-1	+				+	+		+	+		+	+	+	+	+		+		+	+				+		+	+					+	+											
KN-18					+			+				+																+	+					+										
KN-17					+					+																								+										
KN-14					+																																							
KN-6																																												
KN-4	6.0	39.5	3.5	34.0	-	-	-	1.0	2.0	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-	13.0	-	-	-	-	0.5	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.5	3.5	71.4	0.7	26.4	1.4	
KN-3	8.0	53.0	-	38.5	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	1.0	-	98.0	0.5	1.0	0.5		
KN-1	25.5	29.5	1.0	41.0	0.5	-	-	-	-	-	0.5	0.5	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	0.5	1.0	96.6	0.5	1.4	1.4		
KH-8					+	+																		+																				
KH-7		+			+	+					+	+	+						+						+																			
KH-5	+	+	+	+	+		+	+	+	+		+	+				+		+															+		+	+							

+: 検出されたタクサを示す。 数字は木本花粉の総数を基数とした百分率を示す。

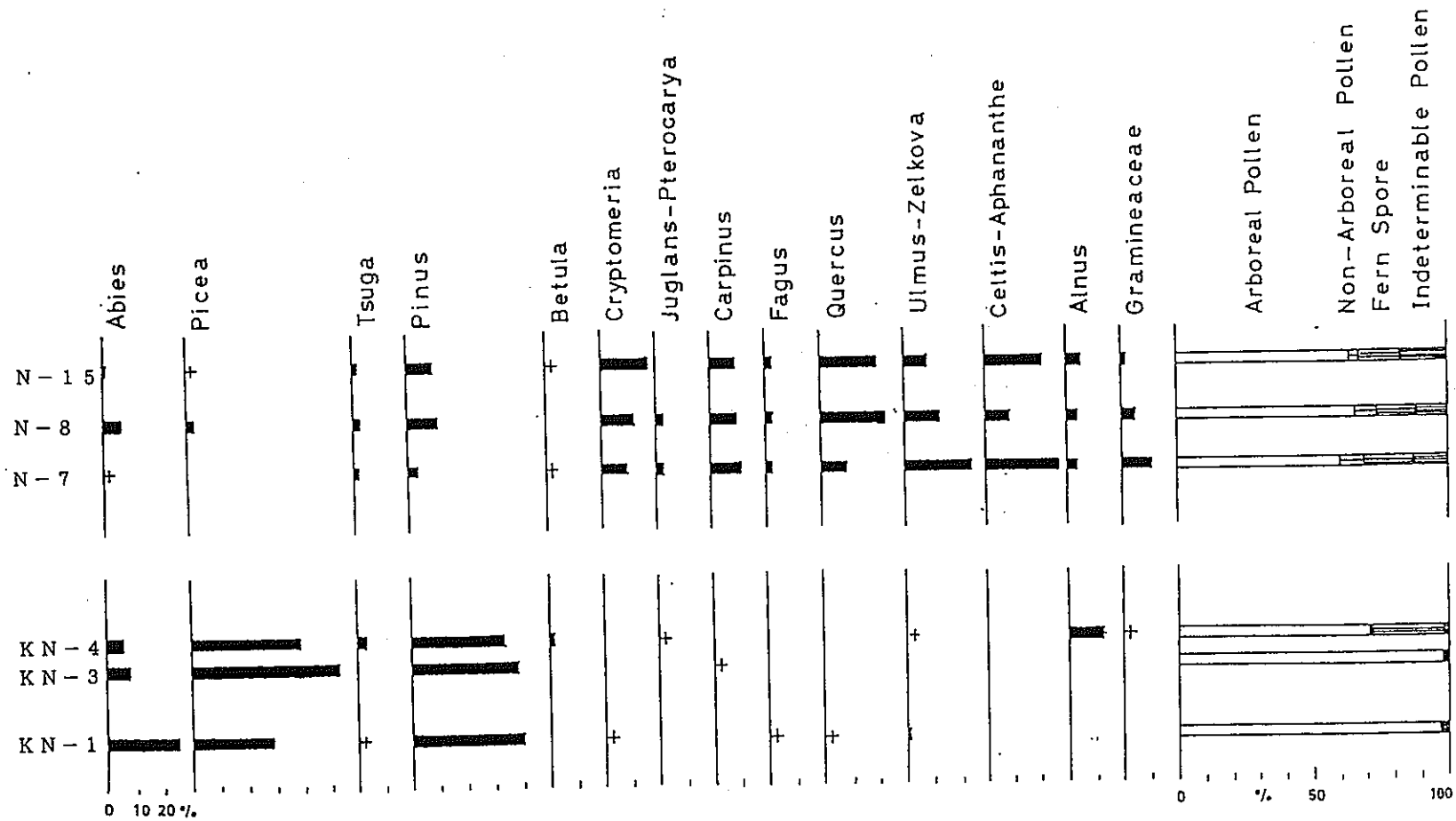


図 3. 3 - 1 主要花粉ダイアグラム
木本花粉の総数を基数とした百分率で表してある。+は1%以下を示す。

3.3.2 珪藻化石分析

(1) 試料

分析に供したのは、木下層から7試料(KH-5, KH-7~8, KN-1, KN-3~4, KN-6), 常総粘土から2試料(KN-17~18), 沼層から9試料(N-1~2, N-4~8, N-15~16)および沼Ⅲ面構成層から1試料(N-17)の合計19試料である(試料採取層準については図3-13~18参照)。

(2) 分析方法

a. 試料処理

- ・試料から約25cc(およそ親指1本分)をナイフで削り取り, 200mlビーカーに入れる。
- ・気泡がではじめるまで加熱した過酸化水素水(H_2O_2 , 約15%)を試料が隠れるまで注ぐ。数秒で激しい酸化反応がはじまり, 白煙とともに溶液が突沸するので, ふきこぼれないように冷水を注いで反応を弱める。溶液表面の発泡が安定した状態に落ち着くまで, 少量の過酸化水素水と冷水の注入を数回繰り返す。この間, 加熱はしない。
- ・過酸化水素水に対する反応が弱まったらビーカーをサンドバスにのせ, 少量の過酸化水素水をさらに数回加えながら20分ほど加熱する。次に溶液が淡黄緑~淡橙色になるまで塩酸(HCl, 約15%)を数mlずつ数回に分けて注ぎ, さらに20分ほど加熱する。以上の酸処理によって珪藻化石と碎屑物粒子が分離し, 化石が洗浄される。
- ・ビーカーをサンドバスからおろし, 満量になるまで冷水を注ぐ。溶液全体が室温になるまでドラフト前面の作業台に静置する。半日ほどすると化石を含んだ砂や泥の粒子がビーカーの底に沈澱するので, 沈澱をこわさないように上澄みを流し捨てる。沈澱を洗浄するように静かに水を注ぎ, 満量にしたのち再び静置する。この操作を1時間おきに上澄みが透明になるまで繰り返す。この操作によって余剰な酸を除去し, 溶液全体のpHを中性にする。
- ・溶液が中性になると粘土粒子が懸濁しはじめるので, 沈澱をこわさないように溶液を流し捨てて水を交換する。この操作を1時間おきに上澄みが透明になるまで繰り返す。上澄みが透明になったら, 沈澱を椀掛けして中粒砂よりも粗い粒子をできるだけ取り除く。これらの操作によって細粒砂~シルトに相当する粒子(粒径 $250\sim4\mu m$)が濃集した懸濁液ができあがる。珪藻化石はこの懸濁液に含まれている。

b. 封入

懸濁液の一部を取り出して数10~数1000倍(経験的には曇りガラス程度の濃さ)に希釈し, さらにさの一部をカバーガラス(24×32mm)の上に静かにのせる。検体に対流が生じないようにゆっくり乾燥させた後, 封入剤ブルーラックスを用いてスライドガラスにマウントする。

c. 検鏡

検鏡に際しては10×10倍で珪藻殻を探索し、同定は20×10倍または40×10倍で行った。全体的な頻度については、低倍率の観察でおよそ10個体に遭遇するまでの視野数が2～3の時をabundant (A)、約5回をcommon (C)、10回以上をrare (R)とし、ほとんど1測線を要する場合をvery rare (VR)とした。保存状態については珪藻殻がほとんど無償の場合をgood (G)、一部に損傷がある場合をmoderate (M)、損傷がひどい場合をpoor (P)とし、さらに溶脱が認められる場合をdissolved poor (DP)とした。また、各タクサの産出頻度については、ひとつのタクサを検出するために1視野の移動で済む場合をabundant (A)、数回の移動を要する場合をcommon (C)、10回以上をrare (R)とした。

なお、分析処理にはすべて水道水を使用した。水道水からの淡水性の珪藻が混入する危険があるため、実験に際しては珪砂をコントロールとした。分析の結果、混入はまったく認められなかった。

(3) 結果および考察

顕微鏡観察の結果を表3. 3-2と表3. 3-3にまとめた。表3. 3-2は木下層および常総粘土の分析結果を示し、表3. 3-3は主に沼層から産した化石の一覧を示す。

a. 木下層

KH-5, KH-7～8, KN-3～4, およびKN-6の6試料からは同定に耐える珪藻化石はまったく産せず、珪藻殻の破片がわずかに認められただけである(表3. 3-2)。珪質の生物源堆積物としては珪藻化石の他に海綿の骨針がわずかに認められたが、地質年代や堆積環境については不明である。

KN-1の1試料からは沿岸域に生息するタクサが検出された(表3. 3-3)。

b. 常総粘土

常総粘土の2試料(KN-17～18)からは珪藻化石は産出しなかったが、海綿の骨針や正体不明の生物源堆積物が検出された(表3. 3-2)。

c. 沼層

沼層からは連続して珪藻化石が産出した(表3. 3-3)。このうち、下半部の6試料(N-1～2, N-4～7)からは淡水～沿岸性のタクサが多数検出された。一方、上半部の3試料(N-8, N-15～16)からは沿岸域に多産するタクサが検出されたが、遠洋性の浮遊性種や年代決定に有効な示準種は含まれていなかった。試料N-7とN-8の間を境として海進が一段と進んだものと解釈されるが、外洋の影響が強く及ぶまでには至らなかったと判断される。

これらの沼層の9試料を通して、中期中新世を代表する複数の示準化石が連続して産出した*Actinocyclus inges* s. l., *Denticulopsis hyalina*, *D. lauta*および*D. praedimorpha*などのレンジを総合すると、Akiba(1986)の新第三紀北太平洋珪藻化石帯(Neogene North Pacific Diatom zone)のNPD4A～NPD5Bの区間に対応し、絶対年代ではおよそ15.9～12.1

Ma (Akiba, 1986)あるいは15.5~10.6Ma (尾田, 1986)を指示する。このことより、沼層堆積時の後背地には一連の中部中新統が露出していたものと推測される。

d. 沼Ⅲ面段丘構成層

N-17からは淡水性と考えられるタクサが検出された。

(4) 結論

今回の分析結果をまとめると各層の堆積環境は以下のように要約できる。

- ①木下層の一部 (KH-5) は、沿岸性である。
- ②沼層の下半部 (N-1~2, N-4~7) は陸水成または内湾性であり、上半部 (N-8, N-15~16) は外洋の影響の少ない沿岸性である。
- ③沼層の堆積時を通して後背地に露出する中新統中部からの二次化石の流入があった。
- ④沼Ⅲ面段丘構成層 (N-17) は陸水成である。

表 3. 3 - 2 木下層および常総粘土の珪藻化石産出表

地層名	試料番号	珪藻化石の産状	備考
常総粘土	KN-18	無化石	海綿骨針あり
	KN-17	無化石	生物源の破片多数
木下層	KN-6	破片のみ少量	
	KN-4	破片のみ少量	
	KN-3	破片のみ少量	海綿の骨針あり
	KN-1	表 3. 3 - 3 参照	
	KH-8	破片のみ少量	海綿の骨針あり
	KH-7	破片のみ少量	海綿の骨針あり
	KH-5	破片のみ少量	海綿の骨針あり

表 3. 3-3 沼層を主とした珪藻化石産出表

化石タクサ	岩相層序	試料番号	木下層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層	沼層
-------	------	------	-----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

3. 3. 3 有孔虫化石分析

(1) 試料

分析に供したのは、木下層から7試料(KH-5, KH-7~8, KN-1, KN-3~4, KN-6), 沼層から6試料(N-5~8, N-15~16)の合計13試料である。試料採取層準については図3-13~14, 図3-16~18に示す。

(2) 試料処理

岩石試料を1cm³大に碎き、乾燥重量80gを電子天秤で秤量した。乾燥した全試料に熱湯を注ぎ、サンドバスで煮沸した。木下層の試料は、この処理だけでは岩片が28メッシュ以下にならなかったため、KN-1およびKN-6の試料は引続きナフサ法、KH-7およびKH-8については硫酸ナトリウム法、KN-3~4およびKH-5については硫酸ナトリウム法とナフサ法を併用した。なお、硫酸ナトリウム法とナフサ法の処理手順を図3.3-2に示す。

(3) スライド作成

処理済みの試料を有孔虫化石の含有量に応じて分割器で分割し、60, 80, 115メッシュで篩った分割試料を検鏡して、有孔虫化石の標本をスライドにマウントした。1試料当り200個体以上の有孔虫化石を拾い出すようにしたが、試料によってはその数に満たないものもあった。

(4) 有孔虫化石の産出状況および解析

分析した木下層の7試料ならびに沼層の6試料のうち、木下層の2試料(KN-4・KH-5), 沼層の5試料(N-5~8, N-8, N-15~16)から有孔虫化石が検出されたが、十分な解析に耐えるものは沼層の3試料(N-8, N-15~16)だけであった。その結果を表3.3-4~5に示す。木下層の2試料のうち、KN-4からは方解石で置換された浮遊性有孔虫化石の雌型印象化石2個体が、KH-5からは玉髓の充填によって形成された底生の石灰質殻種の雄型印象化石2個体を検出した。これらはいずれも海棲とみなせるが、現地性・他地性あるいは再堆積化石なのかを判別することは困難である。

沼層の岩石試料1g当りの個体数、すなわち定量有孔虫数(Foraminiferal number)を掲載すると、次のとおりである。

試料	N-5	N-6	N-8	N-15	N-16
定量有孔虫数	(0.2)	(0.01)	1555.2	928	200.8

沼層中部の試料N-5~6に共通するのは、保存状態が不良で、石灰質殻種が溶脱して膠着

質殻種のみ残存していることである。N-6の試料からは1個体のみを産しただけで、環境の判定は不可能である。一方、N-5の試料から産する有孔虫化石は、中部大陸棚～半深海帯以深の群集組成と類似した属組成を示す。

沼層上部の3試料(N-8, N-15～16)から検出された有孔虫化石は56属99種に達する。その内訳を示すと、底生種群では膠着質殻のグループは認められ、磁器質殻種4属6種(ただし、N-8では未検出)、ガラス状石灰質殻種は45属78種であり、また浮遊生種群は7属15種である。

このような構成をさらに詳細に検討すると、以下のような群集の様相が明かとなった。

- 1) 底生種群では、*Ammonia* spp., *Elphidium* spp., *Murrayinella globosa*, *Pseudononion japonicum*, および *Lobatula lobatula* が全般に多産し、全体を通じて典型的浅海帯～大陸棚群集の特徴を示している。
- 2) 汽水域には産出せず、暖流系高塩分の水域に多い磁器質殻種が、N-15～16にのみ産出している。
- 3) 群集は種の多様生に富んでおり、特に底生群では特定種が優先的に産出するような傾向は認められない。

	N-8	N-15	N-16
底生種の属数	25	24	28
種数	39	33	42
浮遊性種の属数	7	6	7
種数	10	10	11

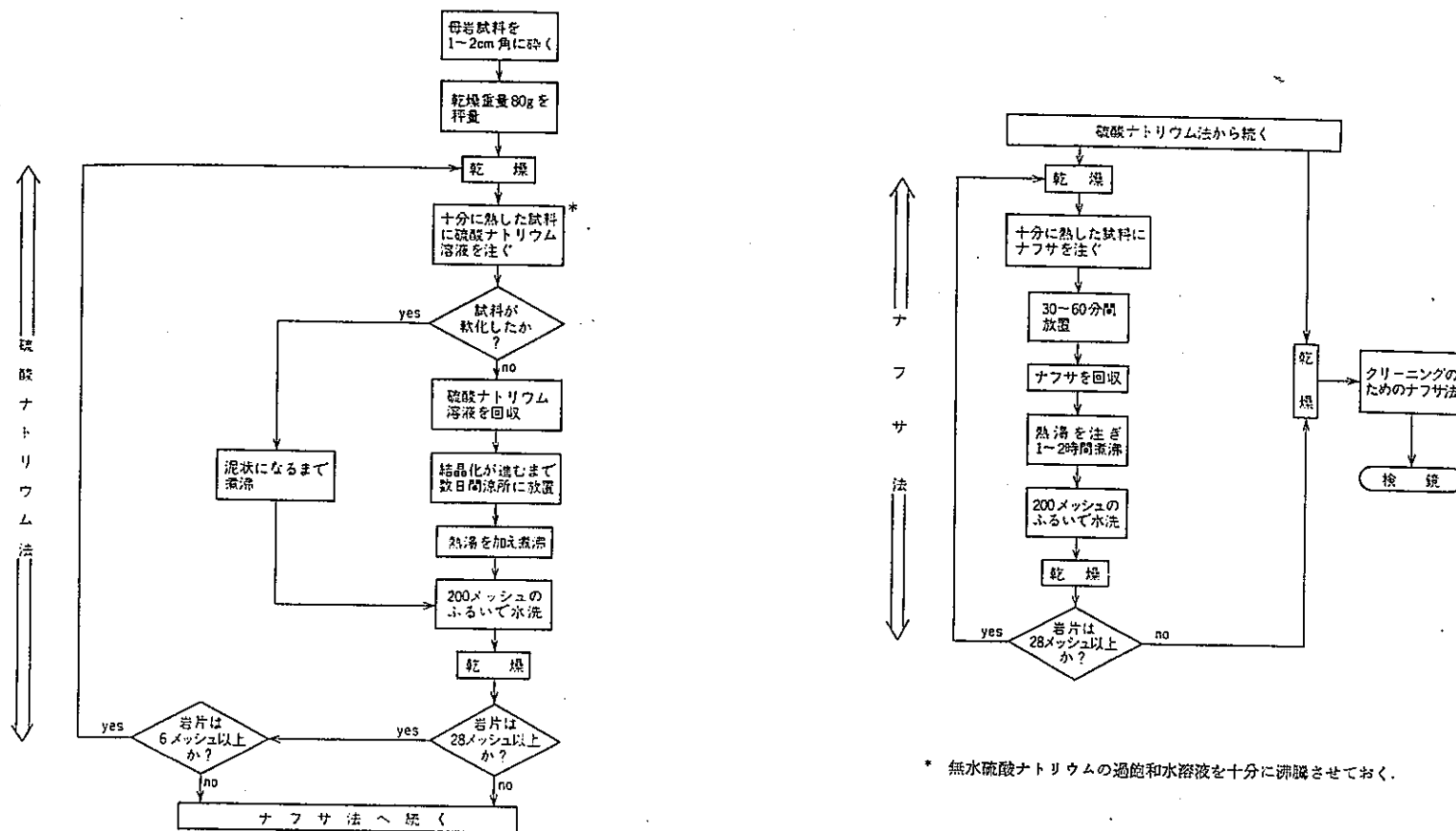
- 4) 浮遊性有孔虫群集は、主として遷移帯～温帯水域に多い種が優勢な群集である。高緯度冷水域の特徴種は全く産出せず、その反対に低緯度暖水域に広く分布する種が少数ながら産出する。
- 5) 表3. 3-に示したP/T ratioすなわち浮遊性種個体数/総個体数の比率は、おおむね遠洋度あるいは海岸からの距離の関数とみなすことができる。したがって、大陸棚の群集相に対しては相対的水深に読み替えることができる。沼層の3試料の場合には、N-8より層準が上位に移るにつれて、38.4→27.0→42.6%と変動している。このP/T ratioは水域により変動するため、上述の結果から水深を直接推定できないが、これらの数値の変動から3試料に代表される層準の間で、一旦水深が減少した後再び増加に転じたと推定できる。
- 6) 浮遊性種群集の構成変化をみると、海洋表層部よりもやや深処に生息する傾向にある *Globorotalia* 属種がN-8よりN-15～16に向かって増加している。このような構成変化は、大陸棚上の生息深度領域の幅の増大、すなわち相対的深度の増加に起因するとみなすよりは、むしろ浮遊性有孔虫化石の種組成にとって本質的な外洋水の循環の強化、すなわ

ち、外洋性環境への移行によるものと考えられる。

- 7) 浮遊性有孔虫化石は、年代判定の場合に重要であるが、今回得られたものはすべて現世まで生息する種である。このうち、*Globolotaria truncatulinoides*は化石帯N.22の基底、すなわち、Harland et al. (1990)に従えば約180万年前に出現した種であり、この種の産出によって、沼層の時代が第四紀であることは確定的である。

(5) 結論

- ① 木下層より少数の保存不良な有孔虫化石個体を産出したが、これらのみでは海成層を示唆する程度の考察しかできなかった。
- ② 沼層中部層準では、石灰質殻の有孔虫化石が溶解作用により皆無に等しく、元来の有孔虫群集の組成を推定することができなかった。この中部層準の完全溶解を免れて残った膠着質種群は、水深100m前後の中部大陸棚あるいはより深部の群集と共通する属組成を示している。なお、この膠着質種群は上部層準にはまったく出現しなかった。
- ③ 沼層上部の3層準(N-8, N-15~16)の試料は、今回の分析試料中で有孔虫化石が最も豊富な岩相であった。
 - 1) 底生種群は典型的な浅海の群集組成を示し、汽水域~潮間帯に多産する種は、相対的にN-15, N-8, N-16の順に多い。これはP/T ratioに現れた結果とよく対応し、やや深→浅→深という相対的水深変動の反映と見られる。しかし、全体を通じて外部大陸棚~上部漸深海帯に向かって増加する種群が顕著になる傾向はなく、内部大陸棚~外部大陸棚浅部の範囲内での変化、水深にして30~50mから100~150m程度の変化を経たと推定される。上記の3層準間では最上位のN-16がもっとも深い水深を示す。
 - 2) 磁器質殻有孔虫は、産出個体数が少ないが、全般的に認められることから判断するとN-15, N-16は下位のN-8に比べて、高温・高塩の環境下にあったと推定される。換言すれば、N-8はやや湾的環境にあり、上方に向かって外洋的環境に移行したと考えられる。この変動は浮遊性種群の変化とよく対応している。
 - 3) 全般的な有孔虫化石の種構成からみて、黒潮の影響下の沿岸域の環境と推定される。
 - 4) 定量有孔虫数が、他の層準に比べてN-8で極めて高いのは、泥質の堆積相によるものと考えられる。
 - 5) 年代については、*Globorotalia truncatulinoides*の出現(約180万年前)以後としか断定できない。



* 無水硫酸ナトリウムの過飽和水溶液を十分に沸騰させておく。

図3. 3-2 硫酸ナトリウム法・ナフサ法のフローチャート(高柳編, 1978)

表 3. 3-4 有孔虫化石産出表(底生種)

試料	木下層		沼層				
	KN-4	KH-5	N-5	N-6	N-8	N-15	N-16
分割率	1/1	1/1	1/1	1/1	1/512	1/256	1/64
処理重量(乾燥g)	80	80	80	80	80	80	80
AGGLUTINATED FORAMINIFERA							
<i>Ammodiscus</i> sp.			3				
<i>Bathysiphon</i> ? sp.			3				
<i>Eggerella</i> ?			2				
<i>Goesella</i> ? sp.			1				
<i>Haplophragmoides</i> sp.			3				
<i>Martinottiella</i> sp.			2				
<i>Trochammina</i> ? sp.				1			
Subtotal	0	0	14	1	0	0	0
PORCEANEOUS FORAMINIFERA							
<i>Pseudomassilina</i> ? sp.						1	
<i>Quinqueloculina</i> ? sp.						2	
<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>costata</i> d'Orbigny						4	
<i>Spiroloculina</i> <i>angulata</i> Cushman							1
<i>Triloculina</i> cf. <i>rotunda</i> d'Orbigny						3	2
<i>Triloculina</i> sp.						1	
Subtotal	0	0	0	0	0	11	3
HYALINE CALCAREOUS FORAMINIFERA							
<i>Cibicides</i> ? sp.		1*					
<i>Nonionella</i> ? sp.		1*					
<i>Cyroidinoides</i> ? sp.			1*				
<i>Ammonia beccarii</i> (Linne)					18	30	14
<i>Ammonia nipponica</i> (Hada)					2	10	
<i>Ammonia takanobensis</i> (Ishizaki)					1		1
<i>Actinonion stelligerum</i> (d'Orbigny)					1	1	
<i>Bolivina robusta</i> (Brady)					3	2	1
<i>Bolivina quadrilatera</i> (Schwager)					1	2	
<i>Brizalina carinata</i> (Cushman)					1		
<i>Brizalina ordinata</i> (Phleger & Parker)					2		
<i>Brizalina pseudodiformis</i> (Asano)					2		
<i>Brizalina</i> sp.					2		
<i>Bulimina</i> cf. <i>marginata</i> d'Orbigny					2	2	
<i>Bulimina</i> sp.					7		
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri					14	5	1
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> (Cushman)					2		
<i>Discorbinella convexa</i> (Takayanagi)					1		
<i>Discorbinella</i> sp.					1		
<i>Discorbis canescens</i> (d'Orbigny)					2		6
<i>Elphidium advena</i> (Cushman)					6	18	4
<i>Elphidium crispum</i> (Linne)					1	2	1
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)					16	26	
<i>Elphidium renseni</i> (Cushman)					2	10	2
<i>Elphidium reysenensis</i> (Heron-Allen & Earland)					4		
<i>Evolocassidulina kuwanoi</i> (Matoba)					2		
<i>Euvigenera</i> sp.					1		
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady)					9		3
<i>Globocassidulina</i> sp.					2		2
<i>Hyalina bathica</i> (Schroeter)					2		1
<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob)					9	2	5
<i>Murrayinella globosa</i> (Millet)					6	10	17
<i>Pararotalia nipponica</i> (Asano)					1		1
<i>Planulina arminensis</i> d'Orbigny					2		1
<i>Protelphidium</i> sp.					1		
<i>Pseudonion japonicum</i> Asano					11	15	20
<i>Pseudoparrella naraensis</i> Kuwano					2		
<i>Pseudorotalia guimardii</i> (d'Orbigny)					2	3	
<i>Reussella aculeata</i> Cushman					3	7	
<i>Reussella simplex</i> (Cushman)					2		
<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)					4		
<i>Stainforthia</i> sp.					1		
<i>Allomorphina pacifica</i> Hofker						1	
<i>Brizalina advena</i> <i>stratella</i> Cushman						1	
<i>Brizalina seminuda</i> <i>humilis</i> Cushman & McCulloch						1	
<i>Elphidium</i> cf. <i>articulatum</i> (d'Orbigny)						7	1
<i>Elphidium</i> sp.						1	
<i>Gavelinopsis</i> sp.						2	2
<i>Heterolepa haidingeri</i> (d'Orbigny)						1	
<i>Islandiella noterosi</i> (Cushman)						1	
<i>Murrayinella</i> sp.						6	1
<i>Neovigenera proboscidea</i> <i>vadensis</i> (Cushman)						4	
<i>Paracassidulina miuraensis</i> (Higuchi)						1	
<i>Paracassidulina nipponensis</i> (Hada)						1	
<i>Planorbulina mediterranea</i> d'Orbigny						2	
<i>Pseudopionides japonicus</i> Uchida						1	
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny						8	
<i>Saidovina karreriana</i> (Brady)						2	1
<i>Takayanagia delicata</i> (Cushman)						1	
<i>Brizalina striatula</i> (Cushman)							3
<i>Brizalina tortuosa</i> (Brady)							1
<i>Brizalina seminuda</i> (Cushman)							1
<i>Brizalina spissa</i> (Cushman)							1
<i>Bulimina</i> ? sp. A							5
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny)							1
<i>Cibicides kullenbergi</i> (Parker)							3
<i>Cymbaloporella plana</i> (Cushman)							1
<i>Elphidium subgranulosum</i> Asano							17
<i>Elphidium</i> sp. A							10
<i>Euvigenera juncea</i> (Cushman)							2
<i>Fissurina orbignyana</i> Seguenza							1
<i>Glabratella</i> sp.							1
<i>Globocassidulina katoi</i> (Takayanagi)							1
<i>Hanzawaia nipponica</i> Asano							1
<i>Nodolaria longicosta</i> d'Orbigny							1
<i>Pullenia quinquecosta</i> (Rues)							1
<i>Rectobolivina bifrons</i> (Brady)							1
<i>Rosalina</i> sp.							1
<i>Sagrina</i> sp.							1
<i>Sphaeroidina</i> sp.							1
<i>Silicostomella</i> cf. <i>hasegawae</i> (Ishizaki)							1
Subtotal	0	2	1	0	151	186	141

*:印象化石ないし溶食の痕跡を示す化石

表 3. 3 - 5 有孔虫化石産出表(浮遊性種)

試料	木下層		沼層				
	KN-4	KH-5	N-5	N-6	N-8	N-15	N-16
分割率	1/1	1/1	1/1	1/1	1/512	1/256	1/64
処理重量(乾燥g)	80	80	80	80	80	80	80
PLANKTONIC FORAMINIFERA							
<i>Globigerina</i> sp.	2*		1*				
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny					12	23	12
<i>Globigerina cf. calida</i> Parker					12		
<i>Globigerina falcoensis</i> Blow					6	3	6
<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger)					8	7	17
<i>Globigerinita iota</i> Parker					2	1	3
<i>Globigerinoides</i> sp.					1		
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler)					1		
<i>Globoturbotalita rubescens</i> (Hofker)					4		4
<i>Neoglobobulimina incompta</i> (Cifelli)					23	1	7
<i>Turbotalita quinqueloba</i> (Natland)					25	21	47
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny)						2	2
<i>Globorotalia inflata</i> (d'Orbigny)						6	4
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d'Orbigny)						7	
<i>Globorotalia unguolata</i> Bermudez						2	4
<i>Globorotalia cf. scitula</i> (Brady)							1
Subtotal	2	0	1	0	94	73	107
Total	2	2	16	1	245	270	251
P/T ratio(%)	(100)	0	6.3	0	38.4	27.0	42.6

*: 印象化石ないし溶食の痕跡を示す化石

Totalは表 3. 3 - 4 の底生種の産出個数との合計

3. 3. 4 貝形虫化石分析

(1) 試料および試料処理

分析に供したのは、有孔虫化石分析と同様に、木下層から7試料(KH-5, KH-7~8, KN-1, KN-3~4, KN-6), 沼層から6試料(N-5~8, N-15~16)の合計13試料である試料採取層準については図3-13~14および図3-16~18に示す。本試料処理は前項で述べた有孔虫化石分析と同じである。

(2) スライド作成

処理済みの試料を貝形虫化石の含有量に応じて分割器で分割し、60, 80, 115メッシュで篩った分割試料を検鏡して、貝形虫化石の標本をスライドにマウントした。1試料当たり200個体程度の貝形虫殻を拾い出し、左右いずれか数の多い方の殻数によって個体数を示した。

(3) 産出状況

今回の試料で貝形虫化石を産したのは、沼層のN-8, N-15~16の3試料のみで、それぞれ80g/32, 80g/32, 80g/8の分割試料から200個体前後の貝形虫化石を抽出した。

(4) 結果および考察

双眼実体顕微鏡(倍率200倍以下)下で貝形虫化石の属種を同定した。その結果、沼層の3試料から30属、54種の貝形虫化石を認定した(表3.3-6)。いろいろな海域における代表的な貝形虫群集の構造は、Shannonの多様度指数によって明らかにされている(図3.3-3; Ishizaki, 1979; 石崎, 1984)。これら3試料中の貝形虫化石群集を同様のグラフにプロットすると(図3.3-4), 青森湾の浅海域あるいは東シナ海の陸棚域の群集に近似していることが分かる。このことから、これらの貝形虫化石群集は浅海の堆積環境を示唆する。特に、Kritheなどの下部亜沿岸帯(circalittoral zone)あるいはそれ以深を指示する属種の産出がまったく認められないことから、上部亜沿岸帯(infralittoral zone)の環境が示唆される。

沼層の3試料はいずれも非常に近似した貝形虫化石群集を産出するので、それらの示す堆積環境には大差がないと考えられる。そこで、環境の指標として重要と考えられる貝形虫化石種の産出状況を個別に調べてみると、試料N-8およびN-15には寒冷水域を示唆する *Finmarchinella japonica* が産出する一方で、その上位層準の試料N-16で暖水域を示唆する *Loxoconcha sinensis*, *Coquimba poga* が産出することから、沼層上部近くで水温の上昇が推定される。しかし、いずれの種も僅かな産出を示すにすぎないので、この時期の水温変化は著しいものではなかったと考えられる。

Loxoconcha viva と *L. uranouchiensis* についてみると、試料N-8で *L. viva* のみが産出す

るのに対して、上位の他の2試料では両種が産出し、しかも、*L. uranouchiensis*の方が多産している。ところで、高知県の狭長な浦の内湾は、内湾度の指標を査定するのに絶好な水域で、ここでは、*L. uranouchiensis*が湾の外半部を占めているのに対して、*L. viva*は湾の中央部からやや湾奥にかけて分布している。従って、きわめて微妙ではあるが、試料N-8堆積時には、湾の環境下にあったことが推定される。ただし、貝形虫化石群集の多様性が高いこと、および、*Pistocythereis*, *Trachyleberis*等の内湾域で多産する *r* 戦略者の産出が稀であることなどから、内湾の度合は非常に低かったと推察される。

(5) 結論

- ①沼層の3試料(N-8, N-15~16)から産した貝形虫化石群集は、上部垂沿岸帯の環境を示唆するものと推定される。
- ②これらの貝形虫化石群集の種構成は近似しているが、環境の指標となる種に注目すると、堆積時のきわめて微妙な環境の違いが推定される。すなわち、N-8層準から上位にかけては内湾の度合の減少とN-15層準での水温の上昇が考えられる。

表 3. 3-6 沼層の貝形虫化石産出表

種名	: N-16 OS	: N-15 OS	: N-8 OS :
1 <i>Aurila cymba</i> (Brady, 1869)	25(17)	07(04)	10(05)
2 <i>Aurila inotoi</i> Ishizaki, 1968	08(05)	20(14)	05(03)
3 <i>Callistocythere</i> cf. <i>japonica</i> Hanai, 1957		01(01)	
4 <i>Callistocythere</i> cf. <i>minaminipponica</i> Ishizaki and Kato, 1976	01(01)		
5 <i>Callistocythere japonica</i> Hanai, 1957	01(01)		
6 <i>Callistocythere reticulata</i> Hanai, 1957	01(01)		01(01)
7 <i>Callistocythere rugosa</i> Hanai, 1957		04(03)	01(01)
8 <i>Callistocythere undata</i> Hanai, 1957		01(01)	01(01)
9 <i>Callistocythere undulatifacialis</i> Hanai, 1957	05(03)	07(05)	
10 <i>Coquimba ishizakii</i> Yajima, 1978	01(01)	02(01)	02(02)
11 <i>Coquimba poga</i> Hu, 1986	02(02)		
12 <i>Cythere omotenipponica</i> Hanai 1959	37(26)	31(16)	45(26)
13 <i>Cytheroma?</i> sp.	01(01)		
14 <i>Cytheromorpha acupunctata</i> (Brady, 1880)	04(03)	04(03)	01(01)
15 <i>Cytheropteron miurense</i> Hanai, 1957	04(03)	01(01)	01(01)
16 <i>Eucytherura neolae</i> (Ishizaki, 1966)			02(01)
17 <i>Finmarchinella japonica</i> (Ishizaki, 1966)		02(01)	01(01)
18 <i>Hanaiborchella triangularis</i> (Hanai, 1970)	06(06)		02(02)
19 <i>Hemicytherura cuneata</i> Hanai, 1957	04(03)	06(03)	01(01)
20 <i>Hemicytherura kajiyamai</i> Hanai, 1957	01(01)	01(01)	
21 <i>Hemicytherura tricarinata</i> Hanai, 1957	01(01)		
22 <i>Kangarina</i> sp.		01(01)	
23 <i>Loxoconcha japonica</i> Ishizaki, 1968	04(02)	02(01)	
24 <i>Loxoconcha sinensis</i> Brady, 1869	03(02)		
25 <i>Loxoconcha uranouchiensis</i> Ishizaki, 1968	37(24)	48(24)	
26 <i>Loxoconcha viva</i> Ishizaki, 1968	21(12)	08(05)	25(19)
27 <i>Loxoconcha</i> sp.	29(17)	11(06)	62(35)
28 <i>Munseyella</i> sp.	02(01)	02(02)	03(03)
29 <i>Neonesidea oligodentata</i> (Kajiyama, 1913)	03(02)	01(01)	01(01)
30 <i>Nipponocythere bicarinata</i> (Brady, 1880)	43(26)	21(11)	25(14)
31 <i>Paracypris</i> sp.	01(01)		
32 <i>Paracytheridea bosoensis</i> Yajima, 1978	07(06)	06(06)	04(03)
33 <i>Parakrithella pseudadonta</i> (Hanai, 1959)	02(01)	05(04)	19(11)
34 <i>Pistocythereis bradyformis</i> (Ishizaki, 1968)	07(05)	02(01)	06(04)
35 <i>Pistocythereis bradyi</i> (Ishizaki, 1968)	02(01)	02(02)	10(06)
36 <i>Pontocythere miurensis</i> (Hanai, 1959)	35(18)		02(01)
37 <i>Pontocythere subjaponica</i> (Hanai, 1959)	18(10)	31(18)	37(32)
38 <i>Pseudoaurila japonica</i> (Ishizaki, 1968)		01(01)	
39 <i>Pseudopsammocythere tokyoensis</i> Yajima, 1978		01(01)	
40 <i>Robustaurila</i> sp.	02(01)	04(03)	02(01)
41 <i>Schizocythere kishinouyei</i> (Kajiyama, 1913)	08(05)	06(03)	05(03)
42 <i>Semicytherura elongata</i> Ikeya and Hanai, 1982	07(04)		
43 <i>Semicytherura henryhowei</i> Hanai and Ikeya, 1977	02(01)	04(04)	01(01)
44 <i>Semicytherura miurensis</i> (Hanai, 1957)	05(04)		
45 <i>Semicytherura polygonoreticulata</i> Ishizaki and Kato, 1976		02(02)	02(01)
46 <i>Semicytherura</i> sp. 20		03(02)	02(01)
47 <i>Semicytherura</i> sp. 47	01(01)		
48 <i>Spinileberis quadriaculeata</i> (Brady, 1880)	20(13)	03(02)	13(07)
49 <i>Tanella?</i> sp.	01(01)		
50 <i>Trachyleberis niitumai</i> Ishizaki, 1971?	06(04)	03(03)	02(02)
51 <i>Trachyleberis?</i> sp. 14	01(01)		01(01)
52 <i>Xestoleberis hanaii</i> Ishizaki, 1968	27(18)	13(09)	04(03)
53 <i>Xestoleberis iturupica</i> Schornikov, 1974	09(05)	11(08)	04(03)
54 <i>Xestoleberis saramiensis</i> Kajiyama, 1913	08(04)	03(02)	02(02)
T o t a l	(265)	(176)	(200)
試料重量	80g/8	80g/32	80g/32
括弧前の数字: 総数, 括弧内の数字: 最少個体数			

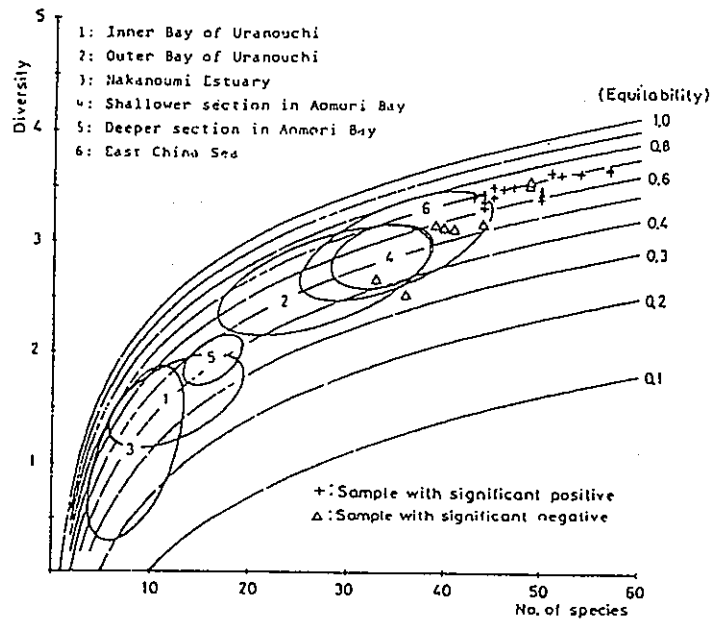


図 3. 3 - 3 代表的貝形虫群集の構造
縦軸：Shannonの多様度指数 横軸：種数 曲線：均衡度

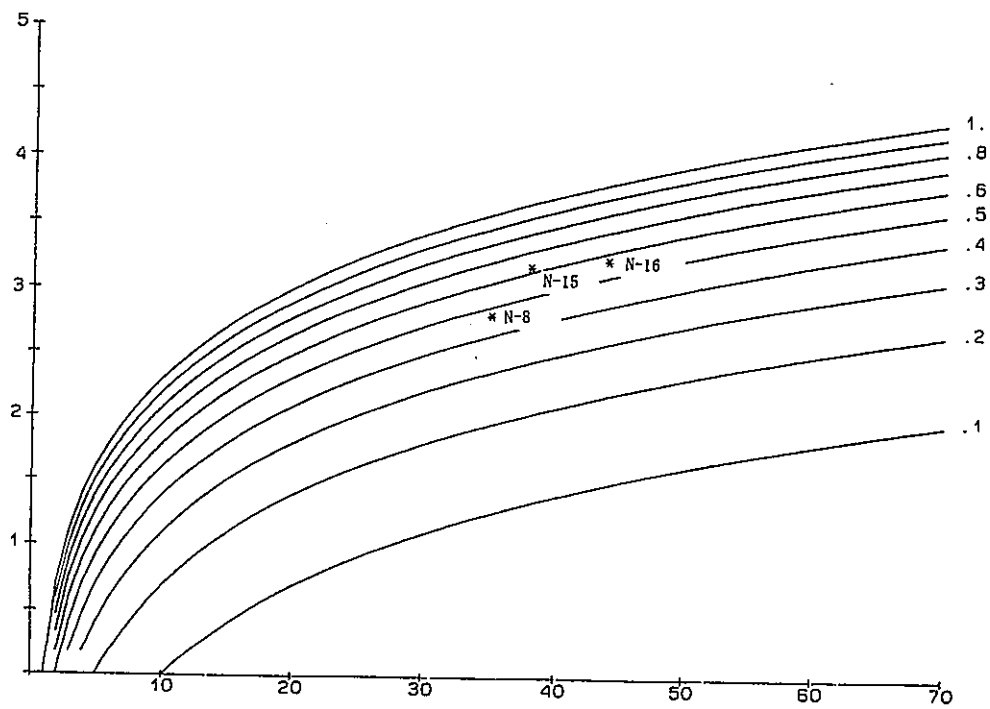


図 3. 3 - 4 沼層の3試料の貝形虫群集の構造
縦軸：Shannonの多様度指数 横軸：種数 曲線：均衡度

3. 3. 5 貝化石分析

(1) 試料

分析に供したのは、木下層から5試料(KH-2, KH-4, KH-6, KN-2, KN-5), 沼層から8試料(N-9, N-11~14, N-16, N-18~19)の合計13試料である。その試料採取層準については図3-13~14および図3-17~20に示す。各採取地点では、できるだけ多くの個体を採取するように心がけるとともに、採取する化石の産状を観察して現地性・異地性の判断を行った。

(2) 産出状況

木下層および沼層の産出化石の同定結果をそれぞれ表3. 3-7, 表3. 3-8~9に示す。各表に示すように、木下層からは二枚貝49属55種・角貝2属2種・巻貝23属23種を、沼層からは二枚貝60属74種・角貝1属1種・巻貝28属29種を産した。木下層から産出する *Patinopecten* (*Mizuhopecten*) *tokyoensis* および *Fuscardium braunsi*を除いた他の種は現生種であった。なお、以下に述べる貝化石分析を行うため、各種の太平洋側の緯度分布および生息水深等を Kuroda and Habe (1952), 波部・小菅(1967), 波部(1977), 稲葉(1982), 奥谷(1986)の資料に基づいて表中に明記した。ただし、研究者によって種の緯度分布や水深が異なる場合には、それらの最大最小値をとって示した。

(3) 解析方法および結果

貝類の分布域は、捕食者の存非などの生物学的環境因子にも左右されるが、主として海水温・深度・水質・底質などの物理化学的環境因子によって規制されていると考えられる。そこで、産出する貝化石群集を現生の貝類群集と比較することによって貝化石群集生成時の物理化学的な古環境を推定することが可能である。そこで、最初に、得られた構成種の現在の緯度分布に基づいて、伊田(1956)によって考案されたHDM(Horizontal Distribution Means)特性曲線を各試料ごとにえがき、その特性曲線の最頻値から各試料の貝化石群集生息時の海洋気候(図3. 3-5および表3. 3-10参照)を推定した。次に、その海洋気候中に生息する現生の貝類群集についてのデータに基づいて、貝化石群集の形成時の古水深を推定した。

上述した海洋気候の推定を行う際には、対象とする貝化石群集中に、海洋気候区が全く異なる要素が混在しないことを確認することが必要である。混在している場合には、貝化石種の再堆積・現生のデータ不足・斉一説の否定などが考えられる。一方、古水深を推定する場合には、波の営力による遺骸の運搬やヤドカリによる巻貝遺骸の運搬が従来から指摘されているため、二枚貝化石の産状観察に基づいて異地性・現地性を判断するとともに、現生の生息環境の資料に基づいて二枚貝化石群集中の混入要素の有無を判断し、混入要素

を取り除いた二枚貝化石の種構成から古水深を推定した。

a. 海洋気候の推定

木下層の試料は、いずれも、現在暖温帯区以南にしか生息しない種(例えば, *Cadella narutoensis*, *Macoma* (*Psammacoma*) *awajiensis*, *Myadorpsis transmontana*など)と中間温帯区以北にしか生息しない種(例えば, *Felaniella usta*, *Pseudocardium sachaliensis*, *Mercenaria stimpsoni*, *Potamocorbula amurensis*など)とが混在しており、上述したHDM特性曲線を描く際の仮定が満たされていない。上記の掲載種の内、現在冷温帯以北の汽水域に生息する*Potamocorbula amurensis*は、いずれの試料でも摩滅し、再堆積した二次化石の可能性もある。また、*Patinopecten* (*Mizuhopecten*) *tokyoensis* や *Fuscardium braunsi* などの絶滅種を含むことから現生貝類の緯度分布と異なる可能性(斉一説の不成立)もある。ここでは、多産する種(例えば, *Glycymeris* (*Glycymeris*) *vestita*, *Felaniella usta*, *Pseudocardium sachalinensis*など)や少産でも自生ないし合弁で産する種(例えば, *Tresus keenae*, *Macoma* (*Macoma*) *nipponica*, *Panopea japonica*など)の現在の緯度分布から、木下層の各貝化石群集が中間温帯区を示すとみなした。

一方、沼層の各試料には、異なる海洋気候区に生息する要素が混在していないことから、HDM特性曲線を各試料ごとに描いた(図3. 3-6~13)。N-11~12, N-14およびN-18のHDM特性曲線についてみると、いずれも北緯32~34度が最頻値となることから、これらの貝化石群集が暖温帯区のもとに生息していたと推定される。また、N-9, N-13, N-16, およびN-19の試料は種数が少ないものの、上記試料とほぼ同一気候区にあったと推定される。

b. 古水深の推定

中間温帯区下で堆積したと考えられる木下層の貝化石群集および暖温帯区下で堆積したと考えられる沼層の貝化石群集から堆積当時の古水深を推定するにあたっては、表3. 3-7~9に示した各種の水深のデータ以外に、それぞれ中温帯区に属する仙台湾の貝類群集のデータ(Masuda et al, 1983), 暖温帯区に属する三河湾の貝類群集のデータ(延原ほか, 1991, 1992)も参考にした。

なお、さきに二次化石の疑いのある*Potamocorbula amurensis*以外にも、水深50m以深に生息する*Cyclocardia ferruginea*や*Astarte hakodatensis*および汽水棲の*Corbicula japonica*については、殻が摩耗していること、群集の種構成からみて二次化石の疑いがあることから、以下の考察をするうえでは除外した。

<KN-2>

二枚貝化石の多くは中粒砂層中に凸面を上にして産する異地性の産状を呈する。そのなかで、水深10~50mの砂底に生息する*Felaniella usta*の合弁個体が産すること、20m以深の砂~細砂泥底に生息する*Carditellopsis toneana*, *Macoma* (*Macoma*) *nipponica*が産することから、少なくとも水深20~50mでこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、水深

20m以浅の砂底に生息する薄質の *Solen* (*Solen*) *grandis* は保存状態が良く、比較的多数産することから、この貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と推定した。なお、多産し、合併の個体も認められる *Cryptomya busoensis* の生息環境を波部(1977)や奥谷(1986)が20m以浅の細砂泥底と記していることも、上記の見積の妥当性を与えていると考えられる。

<KN-5>

中粒砂層中にKN-2と同様な異地性の産状を呈する貝化石群集からなる。水深5~160mの砂底に生息する *Cadella delta* の合併個体が産すること、水深20~100mの砂底に生息する *Carditellopsis toneana* が産することから、この貝化石群集は少なくとも水深20~160mで堆積したと判断される。さらに、水深20~30m以浅の種を多く産出することおよびKN-2との層位関係からこの貝化石群集の堆積深度を水深20~30mと推定した。

<KH-2>

二枚貝化石はKN-2やKN-5と違って、中粒砂層中に無定向に配列する異地性の産状を呈する。水深10~50mの砂底に生息する *Felaniella usta* の合併個体が産すること、水深20m以深の砂~細砂泥底に生息する *Carditellopsis toneana*, *Macoma* (*Macoma*) *nipponica* が産することから、少なくとも水深20~50mでこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、合併で多産する *Glycymeris* (*Glycymeris*) *vestita* の生息環境を波部(1977)や奥谷(1986)では水深20~30m以浅の砂底と記していること、および後述するKH-4との層位関係から、この貝化石群集の堆積深度を水深20~30mと推定した。

<KH-4>

中粒砂層から産する二枚貝化石には、凸面を上にして配列する異地性の産状を呈するものと生活姿勢を示す現地性の産状を呈するものがある。低潮亜帯~水深20mの含礫砂底に生息する *Tresus keenae* や *Saxidomus purpuratus* が現地性の産状を呈すること、および水深20m以深の細砂泥底に生息する *Macoma* (*Macoma*) *nipponica* が合併で産することからこの貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と判断した。

<KH-6>

二枚貝化石は、中粒砂層中に凸面を上にして配列する異地性の産状を呈する。しかし、水深10~50mの砂底に生息する *Felaniella usta* の合併個体が産することから少なくとも水深10~50mでこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、合併で多産する *Glycymeris* (*Glycymeris*) *vestita* の生息環境を波部(1977)や奥谷(1986)は水深20~30m以浅の砂底と記していること、および後述するKH-4との層位関係から、この貝化石群集の堆積深度を水深20~30mと推定した。

<N-9>

シルト層中から産する二枚貝化石は、そのほとんどが現地性の産状を呈するものからなる。低潮亜帯~水深20mの砂泥底に生息する *Paphia* (*Neotapes*) *undulata*, 水深10~50mの砂泥底に生息する *Psammotreta* (*Pseudometis*) *praerupta* がともに現地性の産状を呈するこ

とから、少なくとも水深10～20mでこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、水深20m以深の細砂底に生息する*Grenulilimopsis oblonga*も同時に産することから、この貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と推定した。

<N-11>

含礫砂層から産する二枚貝化石は、現地性の産状を呈するものもあるが、そのほとんどが無定向に配列する異地性の産状を呈する。低潮亜帯～水深30mの砂底に生息する*Phacosoma troscheli*が現地性の産状を呈することから、この種の生息深度内でこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、水深10m以深の砂底に生息する*Pecten (Notovola) albicans*や*Paphia (Paphia) euglypta*が同時に産すること、および下位のN-9と後述するほぼ同一層準のN-12との関係から、この貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と推定した。なお、この貝化石群集には、*Barbatia*, *Chama*, *Cardita*などの岩礁性の種や*Batillia*などの潮間帯にのみ生息する種が混在している。

<N-12>

N-11と同様に、含礫砂層から産する二枚貝化石は、現地性の産状を呈するものもあるが、そのほとんどが無定向に配列する異地性の産状を呈する。低潮亜帯～水深20mの泥底に穿孔する*Barnea (Umitakea) dilatata*が現地性の産状を呈することから、この種の生息深度内でこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、20m以深の砂底に生息する*Gari anomala*が同時に産することから、この貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と推定した。また、この貝化石群集にも、N-11と同様に*Arca*などの岩礁性の貝化石が含まれる。

<N-13>

細粒砂層中から産する二枚貝化石は、そのほとんどが現地性の産状を呈するものからなる。水深10～50mの細砂泥底に生息する*Azorinus abbreviatus*が現地性の産状を示すことから、この種の生息深度内でこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、後述するN-16と層準的に近いことから、この貝化石群集の堆積深度を水深10～20mと推定した。

<N-14>

粗粒砂～含礫細粒砂層から産する二枚貝化石は、ほぼ現地性の産状を示すものと、はきよせ状に集積された異地性の産状を示すものからなる。低潮亜帯～水深20mの砂泥底に生息する*Paphia (Neotapes) undulata*がほぼ現地性の産状を示すことから、この種の生息深度内でこの貝化石群集が堆積したものと判断される。さらに、20m以深の細砂底に生息する*Grenulilimopsis oblonga*も同時に産することから、この貝化石群集の堆積深度を水深20m程度と推定した。

<N-16>

細粒砂層から産する二枚貝化石は、そのほとんどが現地性の産状を呈する。低潮亜帯～水深20mの砂泥底に生息する*Paphia (Neotapes) undulata*、および10m以深の砂泥底に生息する*Cycladicama cumingii*と*Azorinus abbreviatus*が現地性の産状を示すことから、この

貝化石群集の堆積深度を水深10～20mと推定した。

<N-18>

カキ礁から産する二枚貝化石は、現地性の産状を呈するものと異地性の産状を呈するものとなる。潮間帯～水深20mの岩礁に生息する *Spondylus barbatus cruentus* がカキ礁に付着していることや低潮亜帯～水深20mの礫泥底に生息する *Saxidomus purpuratus* が基盤にできた穴に現地性の産状を示すことから、これらの生息深度にこの貝化石群集が堆積したと判断される。さらに、水深10m以深の砂～砂泥底に生息する *Pecten (Notovola) albicans* や *Basterotia gouldi* を産することから、この貝化石群集の堆積深度を水深10～20mと推定した。

<N-19>

シルト層から産する二枚貝化石は、そのほとんどが現地性の産状を呈する。水深10～50mの細砂泥底に生息する *Azorinus abbreviatus*、水深10～40mの砂泥底に生息する *Paphia (Paphia) euglypta* 等が現地性の産状を示すことから、この貝化石の堆積深度をこれらの貝類の生息深度、すなわち水深10～40mと推定した。

(4) 結論

- ①木下層および沼層の各貝化石群集は、それぞれ中間温帯、暖温帯の海洋気候のもとで堆積したものである。
- ②木下層の各試料は、KN-2が水深20m(20～50m)、KN-5が水深20～30m(20～160m)、KH-2が水深20～30m(20～50m)、KH-4が水深20m、KH-6が水深20～30m(10～50m)のもとで堆積したものと推定した。ただし、()内数値は、許容範囲を示す。
- ③沼層の各試料は、N-9が水深20m(10～20m)、N-11が水深20m(0～30m)、N-12が水深20m(0～20m)、N-13が水深10～20m(10～50m)、N-14が水深20m(0～20m)、N-16が水深10～20m、N-18が水深10～20m(0～20m)、N-19が水深10～40mのもとで堆積したと推定した。

表 3. 3-7 木下層の貝化石産出表

Species Name	試料番号					緯度 (度)	水深 (m)
	KN-2	KN-5	KH-2	KH-4	KH-6		
BIVALVIA							
Acila (Truncacila) insignis (Gould)	R					35-42	T-200
Scapharca broughtonii (Schrenck)	F	R	R	F		26-42	-50
Anadara (Hataiarca) subcrenata (Lischke)	R	R		R	R	26-36	-20
Glycymeris (Glycymeris) vestita (Dunker)	VA	A	VA*	VA*	VA*	31-36	3-N3
Chlamys (Azumapecten) farreri (Jones & Preston)		R				31-38	T3-20
Swiftopecten swiftii (Bernardi)			R			38-51	-20
Pecten (Notovola) albicans (Schroter)	R	R	F	F	R	28-42	10-80
Patinopecten (Mizuhopecten) tokyoensis (Tokunaga)	F	R	R	F	R	-	-
Anomia chinensis Philippi			R	F	R	0-42	T3-20
Monia umbonata (Gould)	R					30-43	T3-300
Limaria (Limaria) basilanica (A.Adams & Reeve)				R		0-39	T-20
Limatula (Limatula) kurodai Oyama	R					30-36	10-300
Lucinoma annulata (Reeve)	R*	R				31-41	10-750
Felaniella usta (Gould)	VA*	C	F*	C*	C*	36-45	10-50
Megacardita ferruginosa (A.Adams & Reeve)	R	F				0-36	10-100
Cyclocardia ferruginea (Clessin)			R			33-42	50-400
Carditellopsis toneana (Yokoyama)	R	R	R			31-36	20-100
Astarte hakodatenensis Yokoyama	R					35-43	50-150
Clinocardium (Keenocardium) buellowi (Rolle)	F	R	R	F		34-43	10-50
Fuscocardium braunsi (Tokunaga)			R	R	R	-	-
Fulvia mutica (Reeve)			R		R	12-41	5-30
Mactra (Mactra) chinensis Philippi	C	A	A	A	C	31-46	T3-20
Pseudocardium sachalinensis (Schrenck)	F	C	R	F	C	36-43	T-30
Spisula (Macromeris) polynympha Stimpson	R	R				36-69	T-120
Tresus keenae Kuroda & Habe	R	R	R	F#	R	31-41	T3-20
Raetellops pulchella (A.Adams & Reeve)	F	F		F		0-39	-100
Megaangulus venulosa (Schrenck)	R	F				36-45	T-20
Cadella delta (Yokoyama)	R	A*	F	R	F	31-36	5-160
Cadella lubrica (Gould)		A		R		37-43	-50
Cadella narutoensis Habe	R		R		R	31-35	-100
Semelangulus miyatensis (Yokoyama)	F					26-35	10-N2
Nitidotellina nitidula (Dunker)	C	F	F	C	R	0-39	T3-80
Macoma (Macoma) nipponica (Tokunaga)	F		R	R*		33-42	20-100
Macoma (Macoma) praetexta (Martens)	R					23-39	T3-50
Macoma (Macoma) tokyoensis Makiyama				R		32-39	10-50
Macoma (Psammacoma) awajiensis (Sowerby)			R	R		32-35	-50
Hiatula diphos (Linnaeus)				R	R	10-35	-20
Nuttallia olivacea (Jay)	R	F			F	30-41	T-10
Solen (Solen) grandis Dunker	C	R				13-36	T-20
Solen (Ensisolen) krusensterni Schrenck			F	F		34-45	5-30
Siliqua pulchella (Dunker)	R	R			F	32-36	-50
Trapezium (Neotrapezium) liratum (Reeve)		R				0-41	T3-N1
Corbicula japonica Prime	R		R	R	R	31-45	B
Veremolpa micra (Pilsbry)	F			R		32-40	T-20
Mercenaria stimpsoni (Gould)	F	C	F	C	F	37-45	-20
Phacosoma japonicum (Reeve)	C	F	F	F	F	31-42	T3-60
Ruditapes philippinarum (A.Adams & Reeve)				F	F	23-45	T3-20
Callista (Callista) chinensis (Holten)			R	F		23-39	T3-50
Saxidomus purpuratus (Sowerby)		R	R	R#		32-42	T3-20
Cyclosunetta menstrualis (Menke)		R			R	0-36	5-50
Cryptomya busoensis Yokoyama	A*					31-43	T-N2
Potamocorbula amurensis (Schrenck)	F	F	F	F	F	40-43	T3-N1
Panopea japonica A.Adams	R	R		F#	R	34-43	T3-N2
Myadora fluctuosa Gould	R	R	R	F		32-42	10-760
Myadorpsis transmontana (Yokoyama)	R	R	F	F		31-35	10-300
SCAPHOPODA							
Antalis tibana (Nomura)				F		31-36	10-200
Episiphon yakakawai (Yokoyama)	R			R		0-41	5-300
GASTROPODA							
Umbonium (Suchium) costatum (Kiener)			R	F	R	25-42	T3-N1
Homalopoma amussitatum (Gould)				R	R	35-51	-30
Batillaria sp.				R		-	-
Eunaticina papilla (Gmelin)	R					0-39	T3-20
Cryptonatica janthostomoides Kuroda & Habe	F	F	F	C	R	31-42	10-N4
Neverita (Glossaulax) didyma (Roding)		F	R	F		0-42	T3-50
Rapana thomasi Grosse			R			31-42	T-N2
Boreotrophon sp.				R		-	-
Reticunassa japonica (A.Adams)	R		R	R		29-39	T-N1
Siphonalia fusoides (Reeve)			R	F		32-41	10-100
Volutharpa ampullacea perryi (Jay)	R			R		33-57	10-60
Hemifusus ternatanus (Gmelin)				R		0-35	10-50
Olivella fulgurata A.Adams & Reeve				R		23-39	T3-20
Suavodrilina declivis (Martens)	R					34-46	20-200
Nastula strigillata nipponensis Kuroda & Oyama				F		31-35	-
Brevimyrella lischkeana (Dunker)	R					31-35	-
Acrilla acuminata (Sowerby)	R					0-38	10-N2
Actaeopyramis eximia (Lischke)				R		0-35	N1-N2
Decorifer globosus (Yamakawa)				R		-	-
Ringicula doliaris Gould	A	F	R	F	F	31-42	N1-N2
Odostomia sp.				R		-	-
Turbonilla sp.				R		-	-
Cavolinia longirostris (Blainville)				R		-	P

産出頻度 (R; rare F; few C; common A; abundant VA; very abundant *; 合併 #; 自生)

緯度; 太平洋側

水深 (B; 汽水 T; 潮間帯 T3; 低潮亜帯 N1; 20-30m N2; 50-60m N3; 100-120m N4; 200-250m P; 浮遊性)

表 3. 3 - 8 沼層の二枚貝化石産出表

Species Name	試料番号								緯度 (度)	水深 (m)
	N-9	N-11	N-12	N-13	N-14	N-16	N-18	N-19		
BIVALVIA				R	F		R		0-36	10-60
Saccula (Saccella) confusa (Hanley)				R	F		R		0-35	T3-20
Arca avellana Lamarck			R						30-42	T3-20
Arca boucardi Jousseaume		R					R		0-35	T-20
Barbatia (Abarbatia) lima (Reeve)		R							14-34	T-20
Barbatia (Savignyarca) cometa (Reeve)		R							31-39	10-30
Scapharca satowi (Dunker)	R		R				R		0-34	T3-10
Tegillarca granosa (Linnaeus)		R	R				R	R	14-39	T3-N1
Arcopsis symmetrica (Reeve)		R							0-35	T3-20
Didimarcia tenebrica (Reeve)							R		34-41	T3-10
Porterius dalli (Smith)									31-41	20-2000
Crenulilimopsis oblonga (A.Adams)	R				R		R		0-41	T3-10
Modiolus (Modiolus) auriculatus (Krauss)		R							34-39	T-20
Vilasina decora (A.Adams)		R	R#						28-42	T-N2
Atrina (Servatrina) pectinata (Linnaeus)							R		0-39	T-N3
Chlamys (Coralichlamys) irregularis (Sowerby)									23-35	-N2
Chlamys (Mimachlamys) nobilis (Reeve)							R		31-38	T3-20
Chlamys (Azumapekten) farreri (Jones & Preston)							R		0-35	5-50
Bractaeachlamys quadrilirata (Lischke)		R	R		F		R	R	28-42	10-80
Pecten (Notovola) albicans (Schroter)					R		R#		28-39	T-20
Spondylus barbatus cruentus Lischke				R					30-43	T3-300
Monia umbonata (Gould)							R		0-35	T-100
Ctenoides lischkei (Lamy)					F		R		0-39	T-20
Linaria (Limaria) basilanica (A.Adams & Reeve)							VA#		0-35	T-50
Pretostrea imbricata (Lamarck)	R	F			F	R			26-43	T3-N1
Crassostrea gigas (Thunberg)		R	F		R				30-36	T-N2
Ostrea densamellosa Lischke		R	F		F				24-41	T3-30
Ostrea circumpecta Pilsbry				R					23-42	T3-30
Pillucina (Pillucina) pisidium (Dunker)					R#				31-41	10-750
Lucinoma annulata (Reeve)					R				26-41	T3-20
Anodontia stearnsiana Oyama	R				C	R#			23-39	10-100
Cycladicama cumingii (Hanley)			F		R				30-41	10-50
Cycladicama tsuchii Yamamoto & Habe		F							32-40	T3-20
Phlyctiderma japonicum (Pilsbry)		F					F		0-39	T3-100
Chama reflexa Reeve		R							32-35	10-N2
Montacutona japonica (Yokoyama)							F		31-35	10-50
Basterotia gouldi (A.Adams)		R			R		R		23-41	T3-N1
Cardita leana Dunker	F	C*	F		C				12-41	5-30
Fulvia mutica (Reeve)			F		R				31-46	T3-20
Macra (Macra) chinensis Philiooi		R	F						0-36	T3-10
Lutraria (Psammophila) maxima Jonas					R				0-35	T3-50
Lutraria (Psammophila) sieboldii Reeve			R					R	0-35	T3-30
Lutraria (Psammophila) arcuata Reeve		R	R						0-39	T3-20
Meropista nicobarica (Gmelin)		F							0-39	-100
Raetellops pulchella (A.Adams & Reeve)									31-42	T3-300
Angulus vestalioides (Yokoyama)	F								25-34	T3-N1
Merisca (Pistiris) capsoides (Lamarck)		F	R		F				0-39	T3-80
Nitidotellina nitidula (Dunker)		F*		F#	F	F#			23-39	T3-50
Macoma (Macoma) praetexta (Martens)					R			R	32-39	10-50
Macoma (Macoma) tokyoensis Makiyama					C#				32-35	T3-50
Macoma (Psammacoma) awajiensis (Sowerby)	F	R	R	R					14-35	10-50
Psammotreta (Pseudometis) praerupta (Salisbury)	C#	R		R	F			R	0-39	20-150
Gari anomala (Deshayes)			R					R	23-39	T3-20
Solecurtus divaricatus (Lischke)				F#	R	R#		F#	0-35	10-50
Azorus abbreviatus (Gould)		F							30-35	T3-20
Solen (Solen) gordonis Yokoyama		C	R		R		F		32-40	T-20
Veremolpa micra (Pilsbry)					R				31-39	T3-20
Protothaca (Notochione) jedoensis (Lischke)	R	F	C	R	F				32-39	T
Protothaca (Novathaca) schencki (Nomura)									0-36	T3-20
Circe (Circe) scripta (Linnaeus)			R						31-36	10-50
Pitar (Pitarina) japonicum Kuroda & Kawamoto									31-42	T3-60
Phacosoma japonicum (Reeve)		F#	R		R				31-39	T3-30
Phacosoma troscheli (Lischke)	A#	C#	C	A#	C#	A#		A#	31-41	T3-N2
Dosinella penicillata (Reeve)		F			F				23-45	T3-20
Ruditapes philippinarum (A.Adams & Reeve)	R	R	R		F#			R#	31-39	10-40
Paphia (Paphia) euglypta (Philippi)									26-35	10-50
Paphia (Paphia) vernicosa (Gould)	C#		R	R	C#	R#		F	0-39	T3-20
Paphia (Neotapes) undulata (Born)							R		14-41	T3-N1
Irus mitis (Deshayes)		C*	R						23-39	T3-50
Callista (Callista) chinensis (Nolten)		F	C		F		C#		32-42	T3-20
Saxidomus purpuratus (Sowerby)									32-39	T3-N1
Petricolirus aequistriatus (Sowerby)		F	F		F				0-43	T3-20
Barnea (Anchomasa) manilensis (Philippi)			R#						10-37	T3-20
Barnea (Umitakea) dilatata (Souleyet)		R							10-42	T3-N1
Zirfaea subconstricta (Yokoyama)										

産出頻度 (R; rare F; few C; common A; abundant VA; very abundant *; 合併 #; 自生)

緯度; 太平洋側

水深 (T; 潮間帯 T1; 高潮亜帯 T2; 中潮亜帯 T3; 低潮亜帯

N1; 20-30m N2; 50-60m N3; 100-120m N4; 200-250m)

表 3. 3 - 9 沼層の角貝・巻貝化石産出表

Species Name	試料番号								緯度 (度)	水深 (m)
	N-9	N-11	N-12	N-13	N-14	N-16	N-18	N-19		
SCAPHOPODA										
Dentalium octangulatum Donovan	R	F			R			R	0-42	T-100
GASTROPODA										
Diodora (Elegidion) quadriradiata (Reeve)					R		R		9-35	T3-N1
Granata lyrata (Pilsbry)							R		31-41	T3-N1
Cantharidus callichroa (Philippi)					R				31-39	T3-N1
Lunella coronata (Gmelin)		R							31-41	T2-T3
Serpulorbis (Cladopoma) imbricatus (Dunker)			R						30-42	T3-N1
Batillaria zonalis (Bruguiere)		F							0-41	T1-T2
Proclava kochi (Philippi)		F	F						0-41	T3-20
Ergaea walshi (Reeve)		R			R				0-39	10-N3
Amathina tricarinata (Linnaeus)							R		0-36	-N1
Dolomena marginata robusta (Sowerby)					R				0-35	-N2
Eunaticina papilla (Gmelin)									0-39	T3-20
Neverita (Glossaulax) didyma (Roding)	R	F	R		R				0-42	T3-50
Neverita (Glossaulax) hosoyai (Kira)					R	R		R	31-36	N1-N2
Polinices albumen (Linnaeus)			R						0-34	-30
Tonna luteostoma (Kuster)			R		R				0-39	5-200
Ergalatax constrictus (Reeve)				R			R		0-35	T3-20
Thais bronni (Dunker)			R						31-41	T3-N1
Indomitrella yabei (Nomura)			R						33-35	-N1
Niotha livescens (Philippi)		F	F	F	C	R		F	0-41	T3-20
Zeuxis (Tarazeuxis) sufflatus (Gould)							R		23-36	T3-30
Babylonia japonica (Reeve)	R				R				25-35	T-N2
Fusinus perplexus (A.Adams)								R	31-42	T3-50
Sydaphera spengleriana (Deshayes)	R							R	0-39	10-50
Inquisitor jeffreysi (Smith)			R	R					33-42	10-100
Myurella pretiosa (Reeve)					R				31-35	
Liloea laeta (Gould)		R	R		R				26-38	N1-N2
Actaeopyramis eximia (Lischke)			R						0-35	N1-N2
Pyramidella (Voluspa) acus (Gmelin)			R						0-34	
Ringicula doliaris Gould			R						31-42	N1-N2

産出頻度 (R; rare F; few C; common A; abundant VA; very abundant *; 合併 ‡; 自生)

緯度; 太平洋側

水深 (T; 潮間帯 T1; 高潮亜帯 T2; 中潮亜帯 T3; 低潮亜帯

N1; 20-30m N2; 50-60m N3; 100-120m N4; 200-250m)

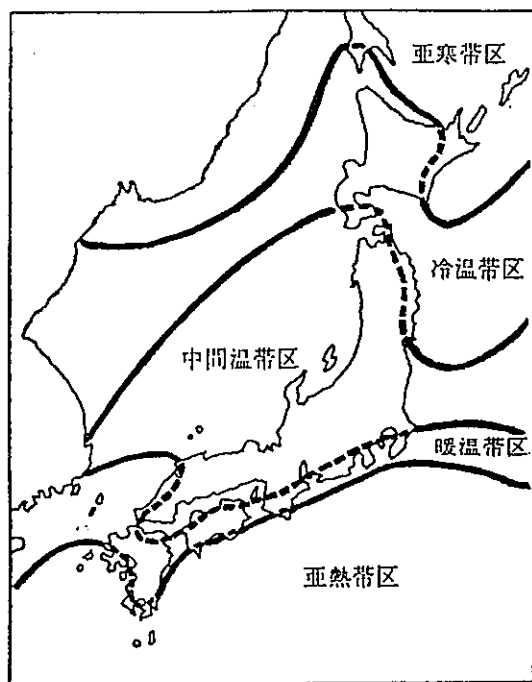


図 3. 3 - 5 日本周辺の海洋気候区分(西村, 1981)

表 3. 3 - 1 0 西太平洋地域の緯度的水温変化と海洋気候区分(小笠原, 1993)

表 2 西太平洋地域の緯度的水温変化と海洋気候区分。
海洋気候区分は西村 (1981) に準じ、それぞれの気候帯の年平均・最高 (8 月)・最低 (2 月) 月平均の海水温度及び年較差を示す。

地域 Area	緯度 Latitude	年平均水温 Ann. mean T	最低月平均水温 Min. T (Feb.)	最高月平均水温 Max. T (Aug.)	年較差 Range (°C)	海洋気候 Marine Climate
	80°N		0°C			
	75		0			Boreal (Arctic) (寒帯区)
北極海	70		0	8°C	8°C	
ベーリング海	65		0	8	8	
カムチャッカ基部	60		0	10	10	
カムチャッカ先端	52		0	10	10	Subboreal (Subarctic) (亜寒帯区)
	50		0	10	10	
	48	4°C	0	10	10	
	46	5	0	10	10	
	45	6	0	12	12	
	44	7	0	16	16	
釧路一帯広沖	43	8	1	18	17	Cool-Temperate (冷温帯区)
襟裳沖	42	9	2	20	18	
下北沖	41	10	4	21	17	
三陸沖	40	12	7	22	15	
仙台湾	39	13	8	23	15	
	38	14	10	23	13	
	37	15	12	24	12	Mild-Temperate (中間温帯区)
銚子沖	36	16	15	25	10	
房総沖	35	18	16	26	10	Warm-Temperate (暖温帯区)
紀伊沖	34	20	16	27	11	
宮崎沖	32	22	18	28	10	Subtropical (亜熱帯区)
種子島	30	24	20	28	10	
奄美南沖	28	24.5	21	28	7	Tropical (熱帯区)
沖縄南沖	26	25	21	28	7	
台湾中央	24		22	28	6	
台湾南端	22		25	28	3	
台湾／フィリピン	20		25	28	3	
	15		26	28	2	
フィリピン中央	10		27	28	1	
	5		28	28	0	
ボルネオ	0		28+	28+	0	

水温資料は理科年表と水路部の資料による。緯度変化を明確にするため一部の沿岸域では実際の観測温度と1度C前後異なる場合がある。

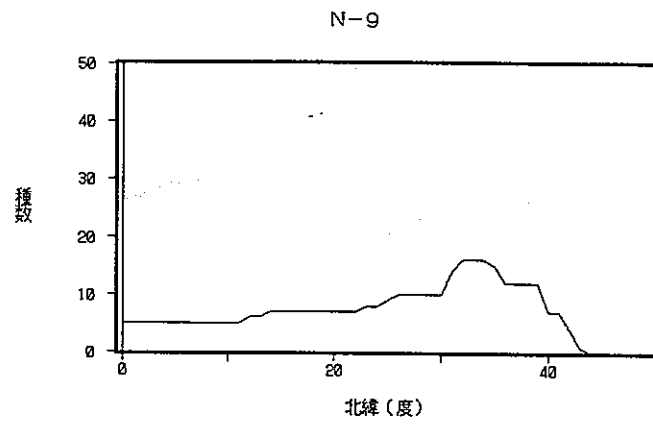


図 3. 3 - 6 N-9のHDM特性曲線

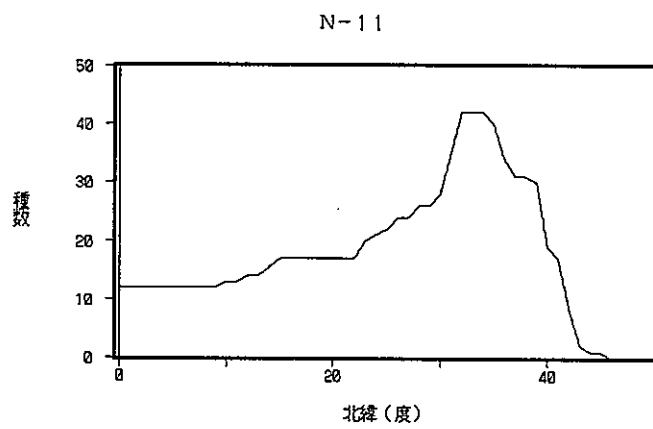


図 3. 3 - 7 N-11のHDM特性曲線

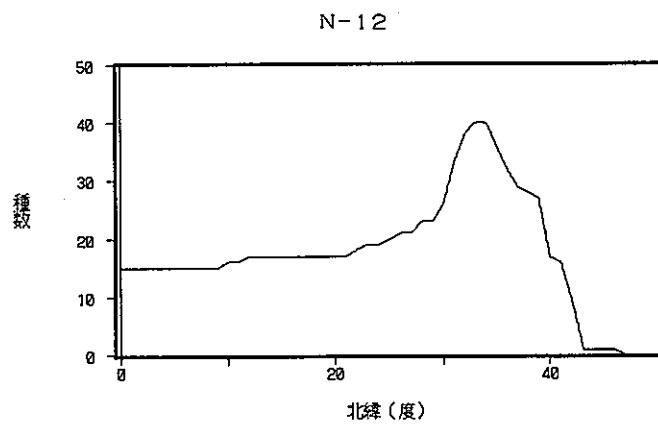


図 3 . 3 - 8 N-12のHDM特性曲線

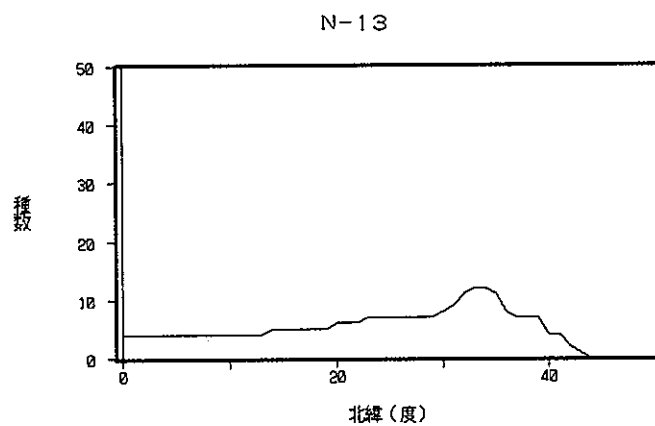


図 3 . 3 - 9 N-13のHDM特性曲線

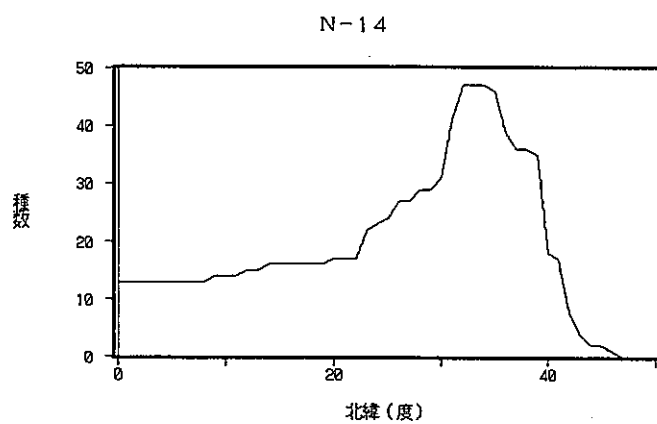


図 3. 3 - 1 0 N-14のHDM特性曲線

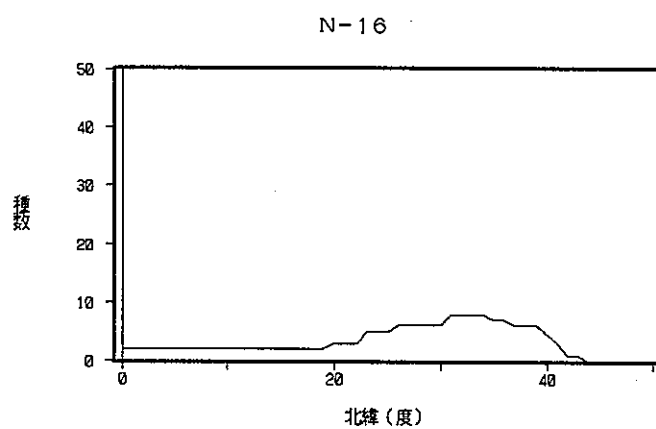


図 3. 3 - 1 1 N-16のHDM特性曲線

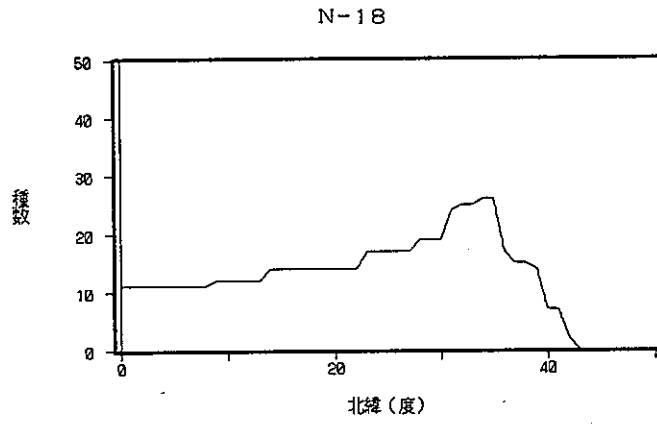


図 3. 3 - 1 2 N-18のHDM特性曲線

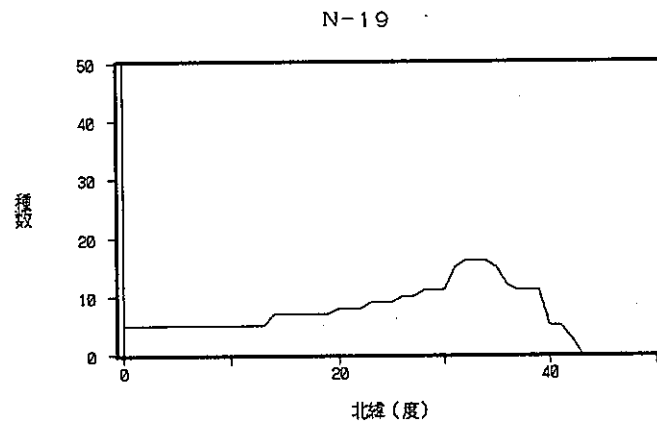
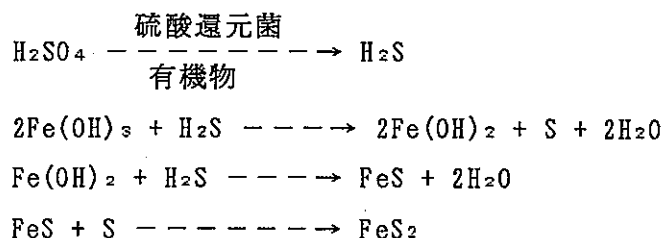


図 3. 3 - 1 3 N-19のHDM特性曲線

3. 3. 6 FeS₂分析

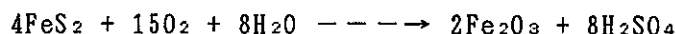
堆積物中の硫黄は主として、硫酸態(SO₄-S)、元素態(S)、硫化鉄態(FeS-S)、黄鉄鉱態(FeS₂-S)の化学形態で含有されている(増澤, 1986)。

天然水中の硫酸イオンが還元的な堆積物中に浸透した場合、硫酸還元菌の作用により硫化水素が生成され、それにともなって以下のような化学変化が進行すると考えられている(小山, 1980)。



堆積物中のFeS₂の含有量は、①硫酸イオン濃度、②酸化還元電位およびpH、③硫酸還元菌の量を左右する有機物量、および④第二鉄化合物の量などの要因によって規定されるとされている(Berner, 1970; 中井ほか, 1982)。一般に海水中の硫酸イオン濃度は、淡水中のそれに比して著しく高い。例えば、塩分濃度35 ‰の海水1リットル中には、約2,700mgの硫酸イオンが含まれるのに対して、日本の河川水(酸性河川を除く)1リットル中の硫酸イオンは50 mgに満たない(堀部・坪田, 1977)。したがって、堆積時の硫酸イオン濃度は、堆積物中のFeS₂含有量に影響を与え、海成堆積物中では淡水成堆積物中に比して、著しく多量のFeS₂が生成され则认为されている(中井ほか, 1982; 白神, 1985; Postoma, 1982)。また、干潟や塩水性湿地の泥中のように有機物が多いところでは、硫酸還元菌による硫酸塩の還元が盛んで、硫化水素の発生が著しいとされている(Kellogg et al., 1972; Goldman and Horne, 1983)。したがって、このような環境下の堆積物には黄鉄鉱も多量に含有されているものと考えられている(Howarth, 1979)。以上のことから、堆積物中の黄鉄鉱含有量を堆積環境変化の指標(海成層と淡水成層の識別)の一つとして利用できるものと考えられる。

ところで、風化により試料中に含まれるFeS₂量に変化することが粕ほか(1983)や千木良(1988)により報告されている。海成層の上総層群を研究対象にした粕ほか(1983)によれば、全硫黄(FeS₂はそのうちの約80%をしめる)は、表面や黄褐色に変色した部分で著しく減少することを確認した。したがって、露頭試料を用いる場合には、青灰色になるまで掘ったものを用いる必要があるとされている。なお、FeS₂は次のような反応によって酸化し、硫酸に変化するとされている(Berner and Berner, 1987, Vear and Curtis, 1981)。



(1) 試料

前述したように、露頭試料を用いる場合には、青灰色を呈する新鮮部を採取する必要性が指摘されている。今回の分析に用いる試料の採取にあたって、その点を留意したが、採取層準によってはそのような試料を採取できなかった。

分析に供したのは、木下層から9試料(KN-1, KN-3~4, KN-6~10, KN-14), 常総粘土から2試料(KN-17~18), 沼層から9試料(N-1~2, N-4~8, N-15~16)および沼Ⅲ面構成層から1試料(N-17)の合計21試料である。試料採取層準については図3-13および図3-15~18に示す。

(2) 分析方法

①採取した試料をビーカーに入れ、蒸留水を加えて攪拌し、水溶性の硫黄化合物や直ちに沈澱する砂粒・重鉱物を取り除いた。浮遊して沈澱の遅い細粒粒子を乾燥させた後秤量し、分析試料(約1g)とした。

②分析試料を200mlビーカーに入れ、蒸留水20ml, 濃塩酸5ml, 濃硝酸15ml, 臭素水1mlを加え、反応が終了するまで150~200℃にしたホットプレート上で30~60分間程度加熱した。この操作により、試料中の FeS_2 を硫酸イオンに酸化させる。

③抽出液を濾過し、濾液に5%の塩化バリウム溶液を加えて硫酸バリウムの沈澱物を生じさせた。

④溶液を濾過し、沈澱を濾紙上に取り出した後、あらかじめ重量を計っておいたるつぼにこの濾紙をいれ、濾紙を燃焼させてるつぼの重量を計量し、硫酸バリウムの沈澱量を求めた。

⑤この沈澱量から、 FeS_2 に含まれる硫黄重量の試料重量に対する割合(これを FeS_2 -S含有量と表現する)を算出した。

(3) 結果と考察

FeS_2 分析結果を表3.3-11にまとめて示し、 FeS_2 含有量の垂直変化を図3.3-14~15に示す。この FeS_2 含有量分析結果からは、沼層のN-15~16が海成層と推定されるにとどまる。

現地の観察結果から海成層と推定される木下層のKN-1~10の8試料および沼層のN-8~16の3試料に対して十分な量の FeS_2 を期待したが、前述の結果はこの期待と大きく異なった。この原因として、未固結堆積物の FeS_2 分析を行った従来の研究(中井ほか, 1982; 白神, 1985; 藤本, 1993など)では、ボーリングの試料を分析試料として用いているのに対して、今回の分析試料が露頭採取によるものであることに由来していると考えられる。すなわち、風化により試料中に含まれる FeS_2 量が増加することが報告されている(粕ほか, 1983; 千木良, 1988)ことから、露頭試料を採取するにあたっては十分に掘りこんで新鮮な試料を採取

するように心がけたが，見かけほど新鮮ではなく，風化や FeS_2 の溶脱があったと考えられる。それゆえ， FeS_2 含有量分析に供する試料には，そのような恐れのないボーリング試料を用いることが望ましいと判断される。

表 3. 3 - 1 1 FeS₂分析結果表

地 層 名	試料	岩 相	色 調	試料重量(g)	沈澱重量(g)	FeS ₂ -S(%)
沼Ⅲ面段丘堆積層	N-17	シルト	灰黄 (2.5Y7/2)	1.2264	0.0001	0.001
沼 層	N-16	細粒砂	暗緑灰 (10G4/1)	1.3064	0.0201	0.211
	N-15	細粒砂	暗緑灰 (10G4/1)	1.0815	0.0065	0.082
	N-8	シルト	暗青灰 (10BG4/1)	1.0003	0.0001	0.001
	N-7	シルト	暗青灰 (10BG4/1)	1.4028	0.0010	0.010
	N-6	泥炭	黒 (N2/)	1.0226	0.0000	0.000
	N-5	細粒砂	暗青灰 (10BG4/1)	0.9997	0.0001	0.001
	N-4	シルト	暗青灰 (10BG4/1)	0.9579	0.0008	0.011
	N-2	シルト	暗青灰 (10BG4/1)	1.0077	0.0009	0.012
	N-1	粘土	暗オリーブ灰 (5GY4/1)	1.0225	0.0015	0.020
常 総 粘 土	KN-18	粘土	灰白 (7.5Y7/2)	1.3067	0.0006	0.006
	KN-17	粘土	にふい赤褐 (5YR5/4)	1.5237	0.0004	0.003
木 下 層	KN-14	火山灰	灰白 (7.5YR8/1)	1.3750	0.0008	0.008
	KN-10	中粒砂	オリーブ褐 (2.5Y4/6)	0.9588	0.0006	0.009
	KN-9	中粒砂	灰白 (5Y7/2)	0.7307	0.0005	0.009
	KN-8	中粒砂	灰白 (5Y7/2)	0.8343	0.0011	0.018
	KN-7	中粒砂	明黄褐 (10YR6/8)	1.0334	0.0006	0.008
	KN-6	火山灰質シルト	灰黄 (2.5Y6/2)	0.9934	0.0012	0.017
	KN-4	火山灰質シルト	灰白 (2.5Y7/1)	1.2068	0.0016	0.018
	KN-3	シルト	にふい黄 (2.5Y6/3)	1.3791	0.0018	0.018
	KN-1	シルト	黄褐 (2.5Y5/3)	1.3312	0.0018	0.019

色調は新版標準土色帖に基づく

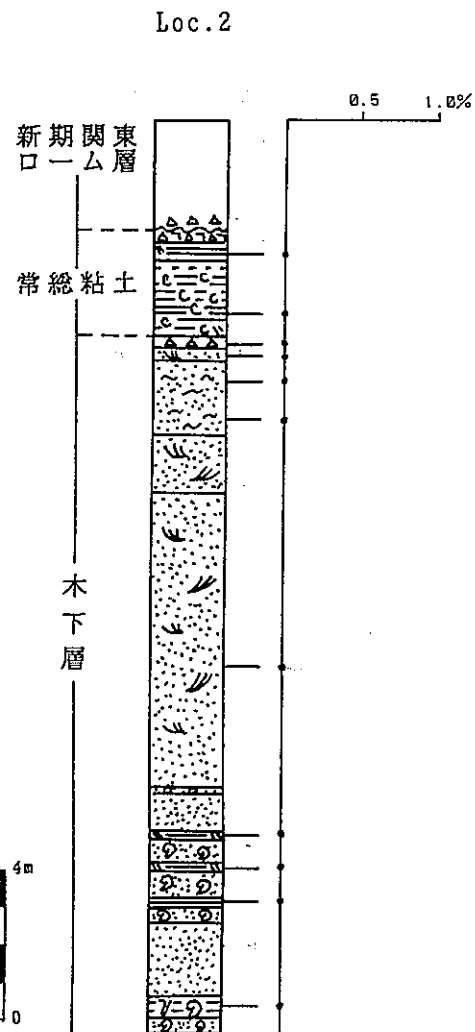


図 3. 3 - 1 4 木下層および常総粘土における FeS_2 -S 含有量の垂直変化

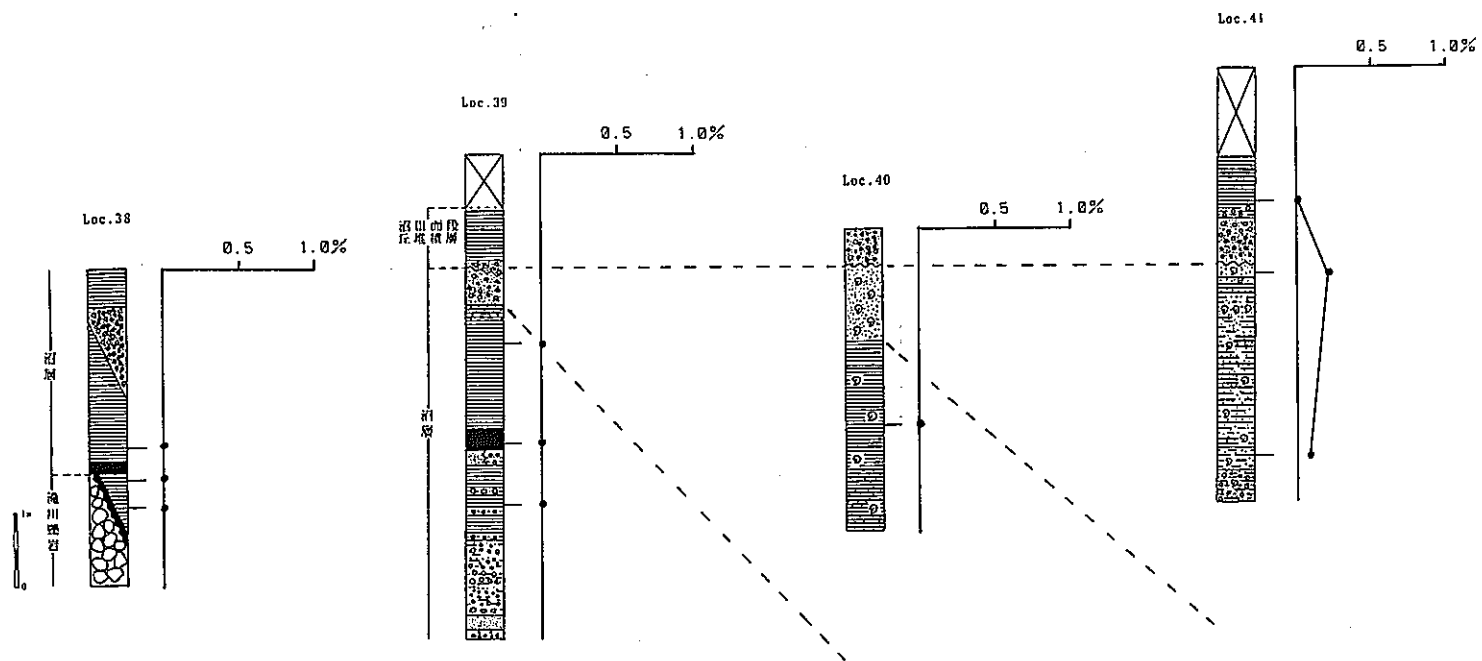


図 3. 3 - 1 5 沼層における FeS_2 -S含有量の垂直変化

3. 3. 7 古環境解析のまとめ

3. 3. 1 ~ 3. 3. 6 の各分析結果を総合的に判断して、試料を採取した地層の形成環境を推定した。なお、その推定の際には、ヒメスナホリムシの生痕化石が潮間帯を示唆するという菊地 (1972) の研究結果も考慮に入れた。その結果を図 3. 3 - 16 ~ 23 にまとめて示す。

<Loc. 2>

この地点の古環境の推移を主に花粉化石、貝化石および潮間帯を示唆するヒメスナホリムシの生痕化石に基づいて推定した (図 3. 3 - 16)。図から明らかなように、木下層下部の花粉化石の古気候の結果と貝化石のそれとに相違がある。3. 3. 1 の花粉分析の考察で、木下層の寒冷気候を示す花粉化石の結果については5つの可能性を挙げ、他の化石の結果を含めた総合的な検討を要すると述べた。①ほぼ同一層準の貝化石の結果が中間温帯区の外洋浅海性 (水深20~30m) の貝化石群集を示していること、②Murakosi and Masuda (1992) の示した木下層堆積時の古地理図上で、Loc. 2 の位置が沿岸から離れた位置にあること、③沿岸から遠く離れた海洋の堆積域には遠くに運ばれやすい高地の植物 (主として *Pinus* などのマツ科) が100%近くを占めるため、こうした堆積域での花粉組成からは、当時の植生の復元は困難であり、古気候の推定も難しいとされていること (山野井, 1993) などから、花粉化石は遠隔地から運ばれたものと考え、貝化石の示す古海洋気候 (中間温帯区) を採用した。また、Aoki and Baba (1980) が、最終間氷期である木下層中に寒冷系の貝化石が含まれることから、現在のように黒潮が房総半島の南岸を流れる海洋状況ではなかったと推定していることや増田・平 (1974) が、貝化石を用いた酸素同位体による古水温を算定した結果、木下層では15~20℃の範囲にあり、最下部・中部・最上部にやや低温部が存在すると報告したことも上記の推定の妥当性を示していると考えられる。なお、増田・平 (1974) の示した温度範囲に中間温帯区も含まれる (図 3. 3 - 10 参照; 年平均水温は15~16℃)。

さらに、KN-1, KN-3~4 および KN-6 から珪藻化石を、KN-3 および KN-18 から海綿化石を、KN-4 から有孔虫化石を産した。KN-18 から海綿化石を産したことは、常総粘土が水域で堆積したことを示唆している。

<Loc. 6>

この地点の古環境の推移を主に花粉化石、貝化石および潮間帯を示唆するヒメスナホリムシの生痕化石に基づいて推定した (図 3. 3 - 17)。Loc. 2 に近接した地点にもかかわらず、木下層の花粉化石は明瞭な寒冷気候を示さない (ただし、花粉化石の絶対量は少ない)。このことは Murakosi and Masuda (1992) の古地理上で多少なりとも沿岸に近いと推定される。

なお、KH-5, KH-7~8 から珪藻化石の破片および海綿化石を、KH-5 からは有孔虫化石を産

した。

<Loc. 38>

この地点の古環境の推移を花粉化石および珪藻化石に基づいて推定した(図3. 3-18)。水深については底棲生物の化石を得ることができなかったため、不明である。

<Loc. 39>

この地点の古環境の推移を花粉化石および珪藻化石に基づいて推定した(図3. 3-19)。ところで、N-5の有孔虫群集は石灰質殻種が溶脱した残存群集で、中部大陸棚以深に生息する純海成種で構成されており、汽水域の群集ではない。したがって淡水～内湾度の強い沿岸に生息する珪藻群集と共存していたとは考えにくく、後背地の古期の地層からの混入化石と解釈した。

同様な例は、珪藻において顕著であり、中部中新統の示準種が調査した沼層の全試料を通じて認められている。これは珪質殻の化石が石灰質殻のものよりも溶解作用への耐性を備えているからに他ならず、再堆積には十分注意を要することを示している。

さらに沼層の中部からほとんど石灰質微化石が産出しないのは、二次的な溶解作用の結果である可能性があり、堆積時の汽水～海水ないし間隙水のpH状態の反映とも考えられる。

<Loc. 40およびLoc. 41>

これらの地点の古環境の推移を花粉化石、珪藻化石、有孔虫化石、貝形虫化石および貝化石に基づいて推定した(図3. 3-20～21)。ここでは、有孔虫化石群集が内部大陸棚～外部大陸棚浅部(水深30-50m～100-150m)を示すのに対して、貝化石群集が水深20m前後を示すという若干の相違が見られる。貝化石の場合、露頭で現地性か否かの判断を行えるのに対して、微化石の場合にはその判断ができない。そこで、貝化石に基づく推定を重視して古水深を判断した。

また、有孔虫のP/T ratioの変動(N-8→N-15→N-16にかけて38.4%→27.0%→42.6%と変動)からこれらの地層の堆積時に外洋水の流入に変化があったと推定される。

<Loc. 42およびLoc. 43>

これらの地点の古環境の推移を貝化石に基づいて推定した(図3. 3-22～23)。Loc. 42のN-12層準はLoc. 11のN-11およびLoc. 41のN-14層準に、Loc. 42のN-13層準はLoc. 41のN-15～16層準ならびにLoc. 43のN-19層準に相当する。

なお、Loc. 43は松島(1979)および松島・吉村(1979)で、多層準にわたる¹⁴C年代測定値が報告された露頭である。

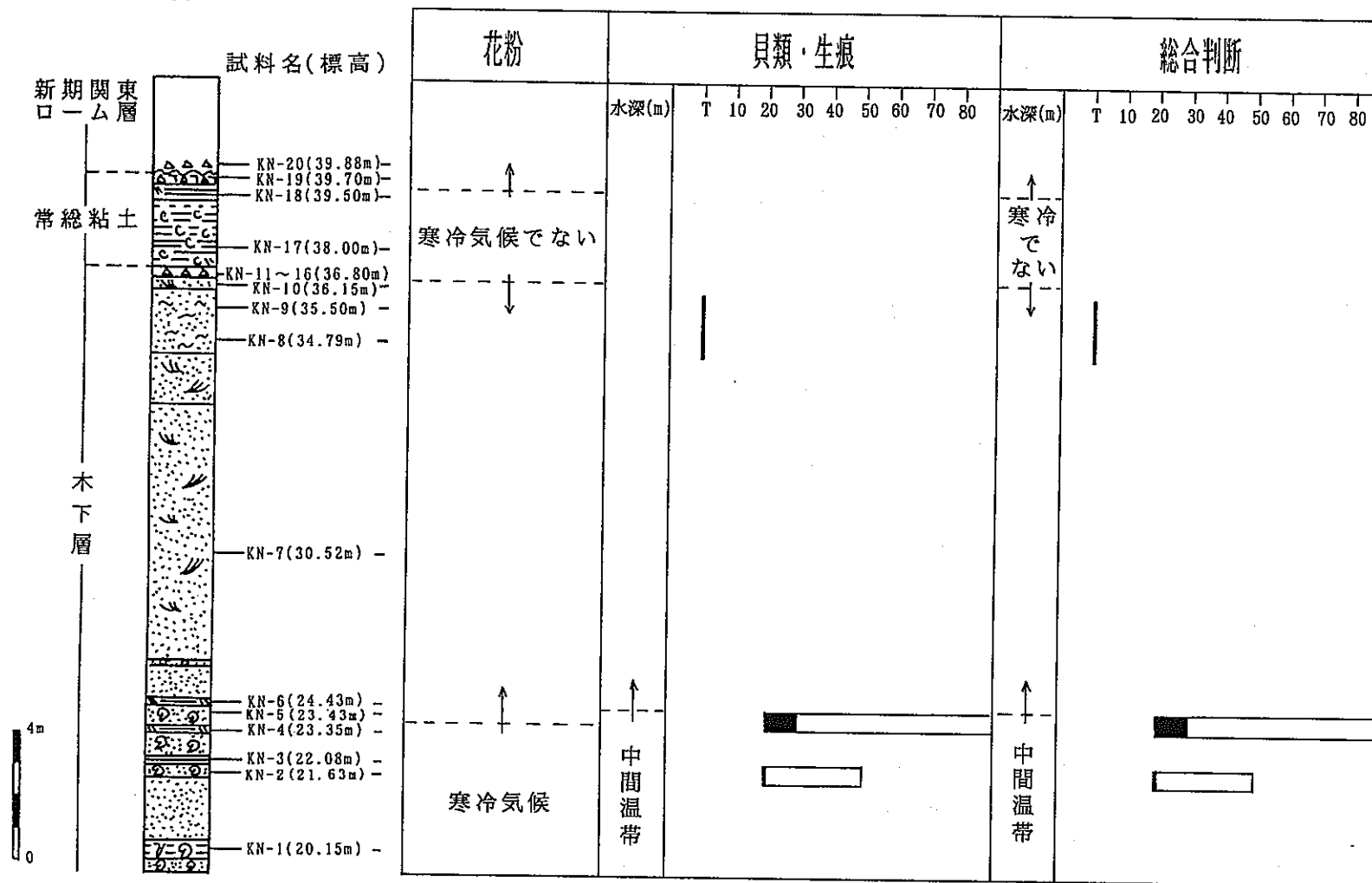


図3. 3-16 Loc.2の古環境推移図

貝類・生痕および総合判断における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、許容範囲を白抜きで示した。

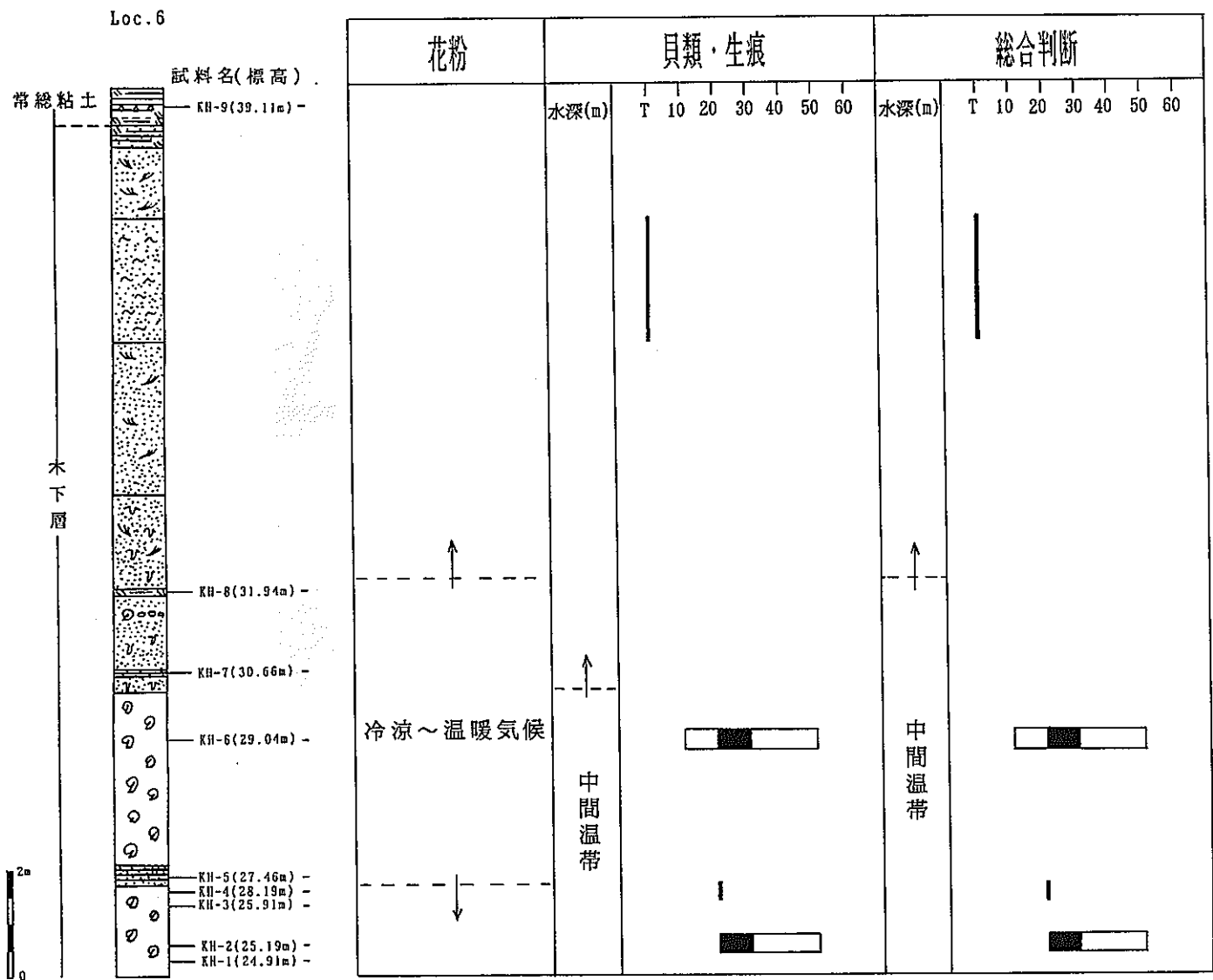


図 3. 3 - 1 7 Loc. 6の古環境推移図

貝類・生痕および総合判断における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、許容範囲を白抜きで示した。

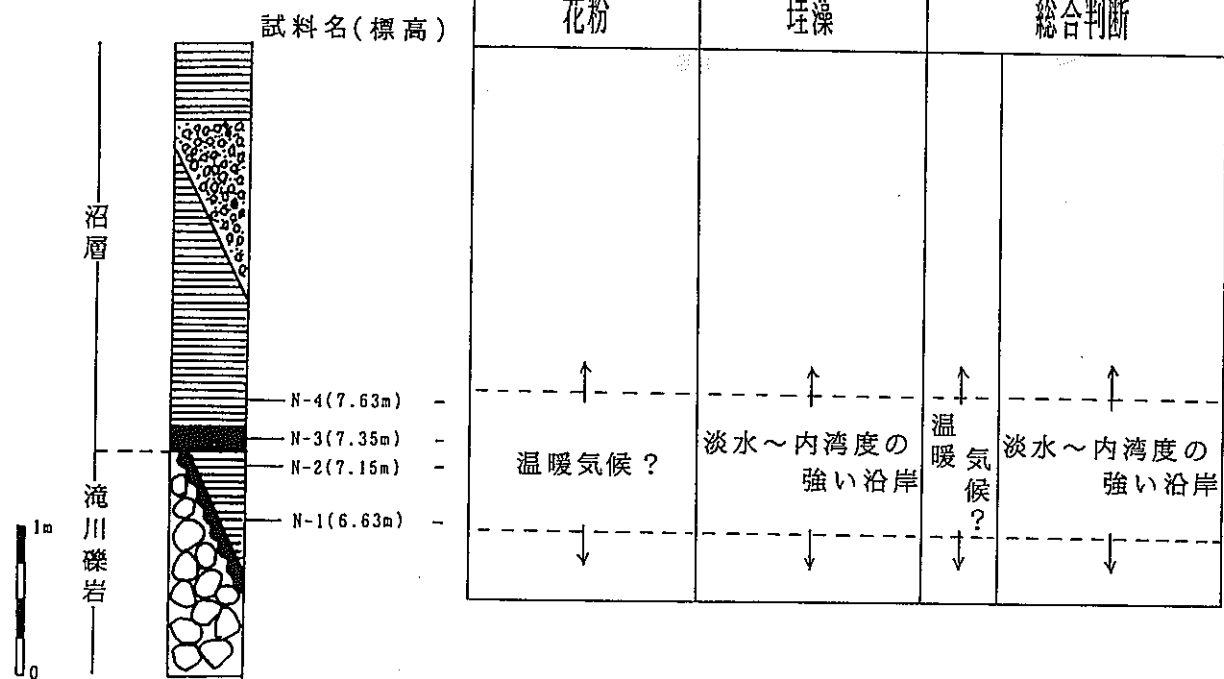
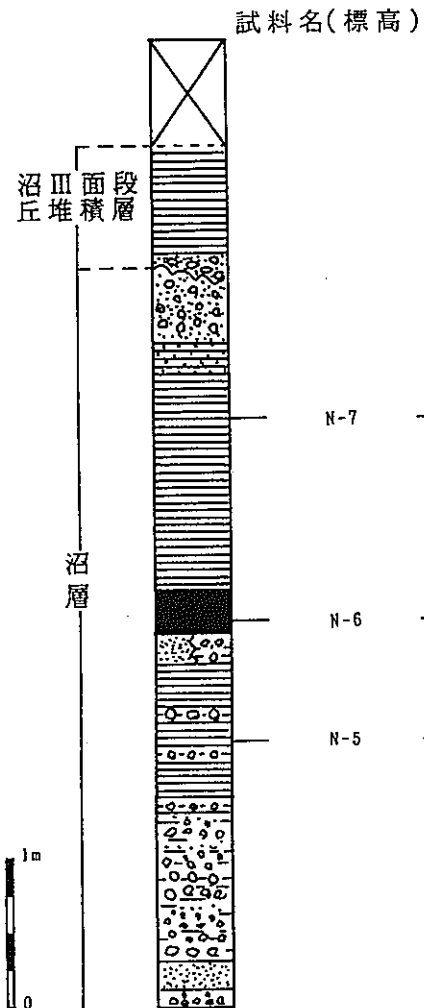


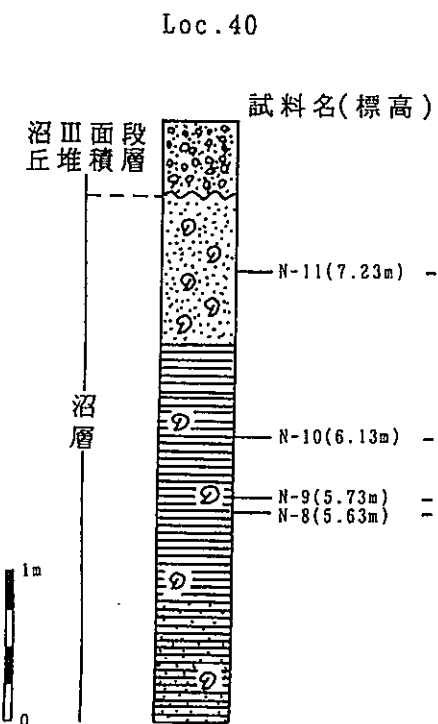
図 3. 3 - 1 8 Loc.38の古環境推移図

Loc.39



花粉	珪藻	有孔虫	総合判断	
↑	↑		↑	↑
温暖気候				
↓				
	淡水～内湾度の強い沿岸		温暖気候	淡水～内湾度の強い沿岸
↑				
温暖気候？		中部大陸棚～半深海帯		
↓	↓		↓	↓

図3. 3-19 Loc.39の古環境推移図



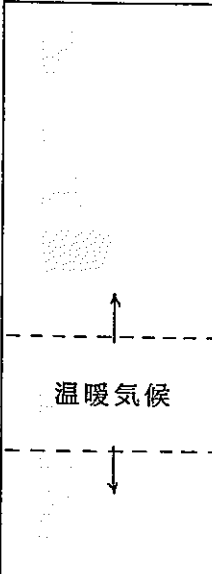
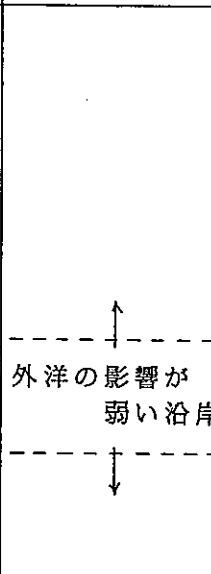
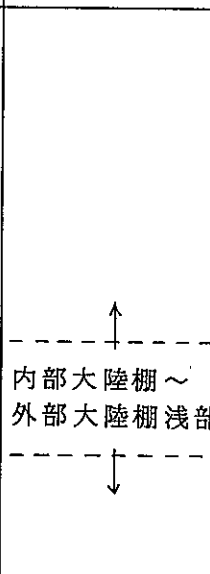
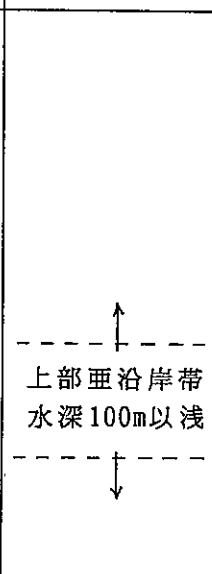
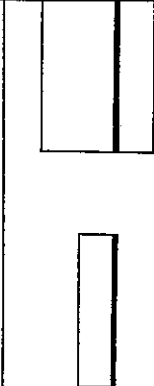
花粉	珪藻	有孔虫	貝形虫	貝類					総合判断						
				水深(m)	T	10	20	30	40	水深(m)	T	10	20	30	40
				暖温帯						暖温帯					

図 3. 3 - 2 0 Loc. 40の古環境推移図

貝類および総合判断における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、許容範囲を白抜きで示した。

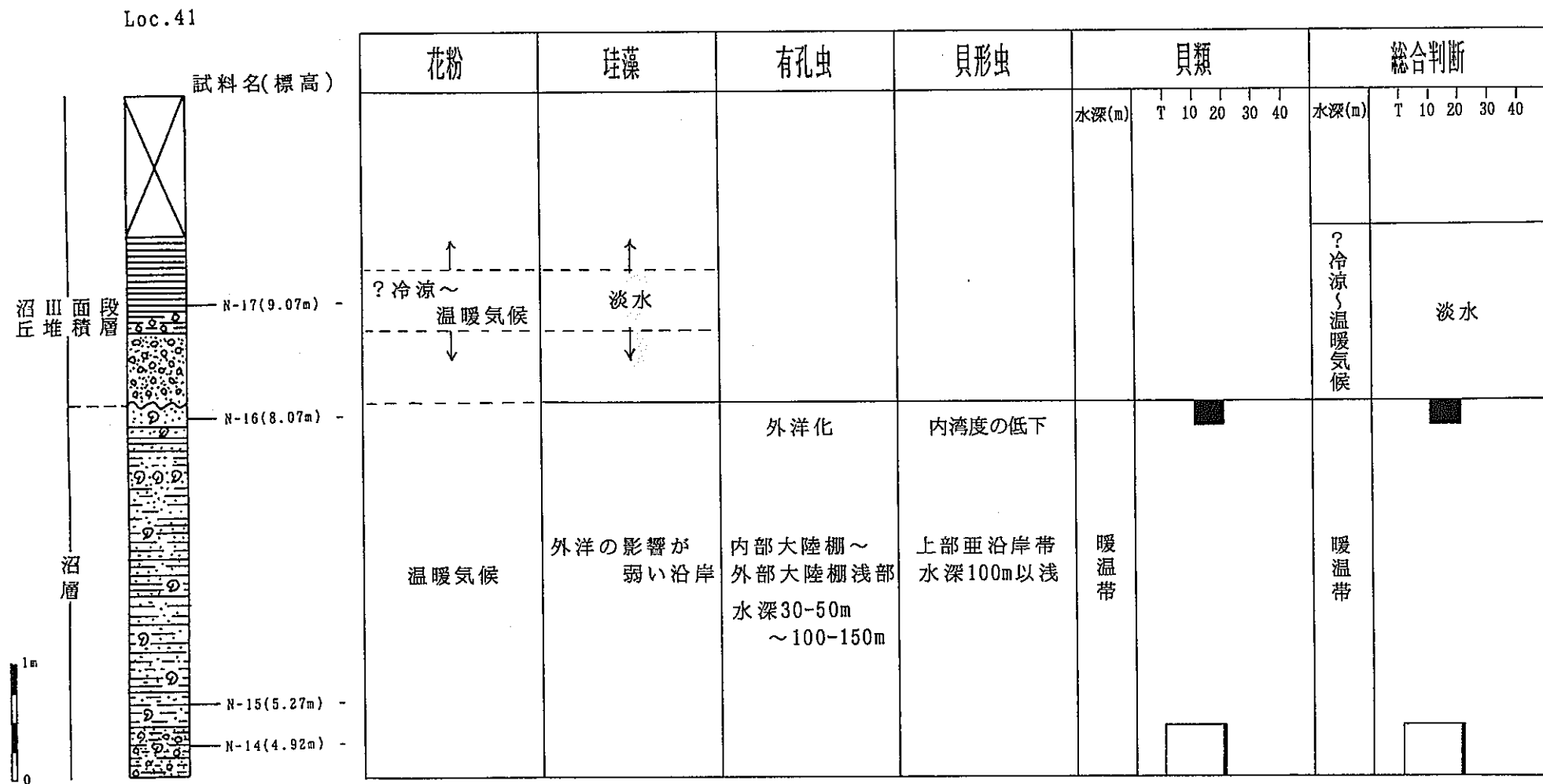


図 3. 3 - 2 1 Loc.41の古環境推移図
貝類および総合判断における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、許容範囲を白抜きで示した。

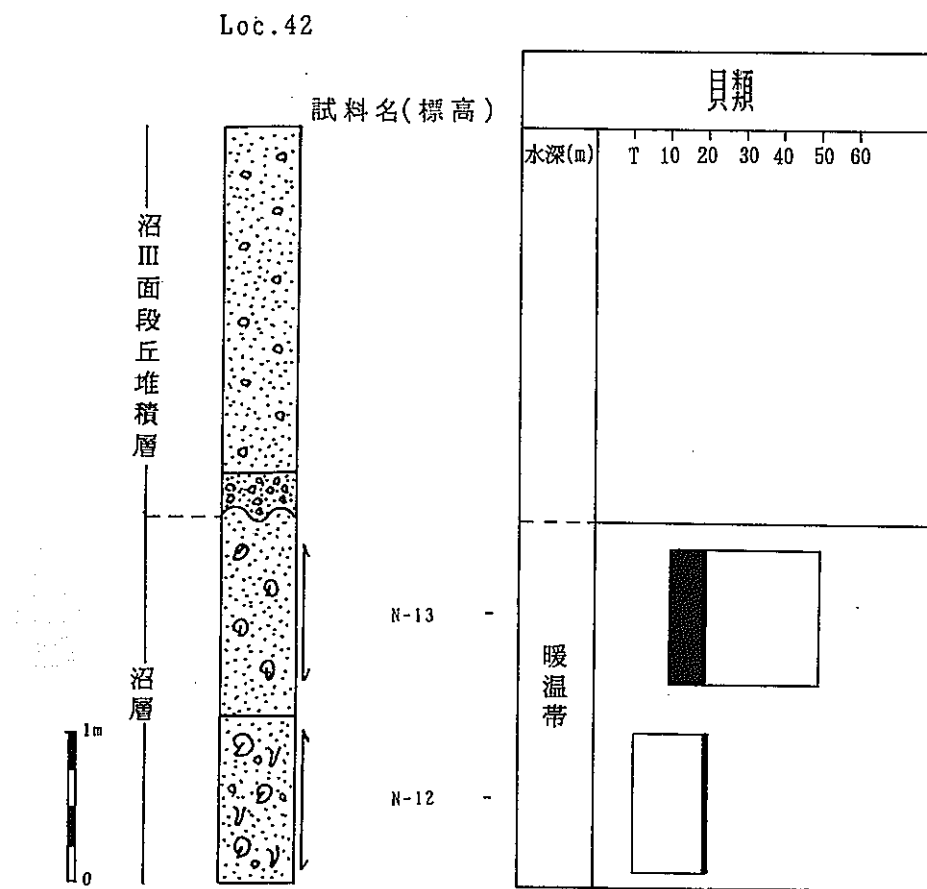


図 3 . 3 - 2 2 Loc. 42 の古環境推移図

貝類における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、許容範囲を白抜きで示した。

Loc.43

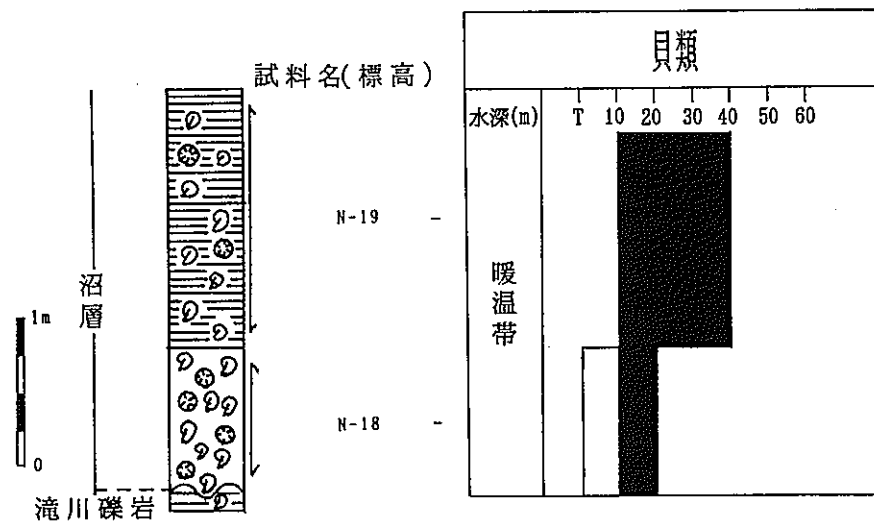


図 3 . 3 - 2 3 Loc.43の古環境推移図
貝類における水深は、推定される水深を黒塗りで示し、
許容範囲を白抜きで示した。

3. 4 層序時代と絶対年代の比較

本節では、3. 1節で述べた絶対年代測定結果と3. 2および3. 3節で述べた層序時代について比較検討する。

<木下層>

木下層は、酸素同位体ステージ6(約150,000年前)からステージ4(約80,000年前)の最終間氷期に堆積したとされている(Murakoshi and Masuda, 1992)。今回採取した試料のESR年代値130,000年前は、この年代値に包含される。さらに、年代測定試料の上位層準にあるSIP(=Hk-KIPグループ)の降下時代が、最終間氷期最高海面期(125,000年前)を過ぎて海退が進行していた時期に当たるとされている(新井ほか, 1977)ことも、得られた年代値との間に層位学的な矛盾はない。したがって、ESR年代測定値は信頼性の高い値と考えられる。

一方、最終間氷期の堆積物中に含まれる化石は温暖なものと考えられがちであるが、Aoki and Baba (1980)は、木下層に寒冷系の貝化石種が含まれ、現在のように黒潮が房総半島の南岸を流れる海洋状況とは異なる状況下にあったと推定している。この見解は今回の古環境推定の結果を裏付けるものである。

<沼層>

年代が極めて若いため、これを確定できる示準化石が元来乏しく、わずかに浮遊性有孔虫の1種*Globorotalia truncatulinoides*の産出により、沼層が180万年前以降と断定できたに過ぎない。この時代の年代を推定する方法の1つとして、鬼界アカホヤテフラ(K-Ah, 約6,300年前; 町田・新井, 1992)を見つけ出すことであるが、従来の研究では報告されていない。実際の沼層の年代推定には、 ^{14}C 年代測定法が有効である。ただし、 ^{14}C 濃度の初期値に地域差や経年変化があり、少なくとも ^{14}C 年代値の6,000~7,000y. B. P. は実際には約800年程度古くなることを考慮に入れておく必要がある。

4. 房総半島北部地域および南端地域の隆起・沈降運動の検討

第四紀における隆起・沈降運動の詳細を把握するために、変動基準面の形成環境と形成年代を定量的に捉える必要があり、今回の研究はこの点を主眼として行った。そこで、この章では前章までの結果を踏まえて変動基準面の設定および変動量の推定を行う。

(1) 変動基準面の設定について

第四紀における詳細な隆起・沈降運動像を捉えるためには、変動基準面の形成環境および形成年代が定量化されている必要がある。広域的な地殻変動を考察した従来の文献の多くは、地形面(海成段丘の堆積原面など)を変動基準面として採用してきた。このような変動基準面の設定方法は、地殻変動をおおまかに見積る場合には有効と判断されるが、変動基準面としての地形面の形成環境や形成年代が同一とは限らないことから、今回のように詳細な地殻変動量を求める上では問題があるものと考えられる。事実、2.2章の地形・地質学的調査の結果によると、地形的にみて同一地形面であっても堆積海成段丘地域の構成層の岩相に相違が認められ、かつ同一時間面を示しているのか否かを判断できる材料が得られなかった。したがって、今回の調査対象地点の地殻変動量を把握するための変動基準面として、形成年代と形成環境が定量化できる層準を採用した。

(2) 地殻変動量の見積り

今回の調査結果から、上述の条件を満たす変動基準面は、Loc. 2のヒメスナホリムシ生痕化石の上限層準(フィッシュントラック年代値と層位学的情報から約12.5万年前前後に降下したとみなしたSIPの直下の層準、潮間帯の環境)、Loc. 6のKH-4層準(E S R年代値から約13万年前と推定、水深20m程度の環境)、Loc. 40のN-9~10層準(^{14}C 年代値6,430年前、水深20m程度の環境)、Loc. 41のN-16層準(^{14}C 年代値4,130年前、水深10~20mの環境)の4層準である。また、貝化石群集の類似性とその産出層準の層位学的関係からLoc. 2のKN-2(水深20m程度の環境)の年代をKH-4と同一とみなした場合とLoc. 6のヒメスナホリムシ生痕化石の上限の年代をLoc. 2のそれと同一とみなした場合(実際にはSIPの2m程度下位の層準になる)についても変動量を試算した。さらに、松島・吉村(1979)のデータを利用してLoc. 43の各層準の変動量を算定した。

ここで、変動量を算定するにあたっては、以下のような式を採用した。

$$U = L - H - S$$

ここで、U：変動量、L：層準の標高、H：形成高度、S：古海面高度である。この式は、旧汀線あるいは旧海水準高度から隆起・沈降量を求める方法で、多くの文献で採用されている(大和地質研究所, 1992, 1993)。なお、今回の変動量の算定では地層の圧密を考慮していない。上記の式に必要な古海面高度は、12.5万年前を菊地(1987)に従い2~8m、6,000年前前後を太田ほか(1990)に従い2~5mとした。13万年前および4,000年前前後の古海面高度については文献上で通例とされている値がないため、上記の値をもって代用させた。

以上の仮定のもとに地殻変動量を算定した結果を表4-1に、各地点の地殻変動量の推移を図4-1に示す。また、地殻変動量を形成年代値(中央値)で単純に割って求めた変動速度を表中に併記した。表4-1から明らかなように、今回求められた地殻変動量の推定幅は、木下層では古海面高度の推定幅に、沼層の場合は古水深と古海面高度の推定幅に起因しているものである。古海面高度のうち、12.5万年前および6,000年前前後の古海面高度については現在のところ信頼性のある値とされていることから、この2つの時代における古海面高度の推定幅から生ずる地殻変動量に幅が存在することは現時点では止むを得ないものと考えられる。なお、海進最高頂期以外の時期の古海面高度については確定していないのが現状である。一方、古水深の推定幅、特に沼層のN-19のように古水深の幅が大きいものについては同層準における貝化石採取地点を増すと共に、堆積学的方法などを用いて古環境の推定範囲を狭めることが必要と考えられる。以上のことを考慮すると、N-19を除いた沼層と木下層で求められた地殻変動量は、いずれも確度の高い数値であると判断される。

次に、図4-1から今回調査した地点における地殻変動様式についてみると、木下層を対象とした地点(Loc.2およびLoc.6)では、隆起傾向にあることを容易に理解することができる。一方、沼層を対象とした地点(Loc.40, Loc.41およびLoc.43)の地殻変動様式は、上述したように地殻変動量の推定幅が大きいため、一様に隆起したのかあるいは沈降した後隆起に転じたのかを明確に推定することは困難である。

表4-1 地質学的手法に基づいて推定した地殻変動量

地層名	地点	基準面	標高:L(m)	形成高度:H(m)	古海面高度:S(m)	隆起量:U=L-H-S(m)	形成年代(ka.)	隆起速度(mm/y)
木下層	Loc. 2	ヒメスナホリムシ生痕化石の上限	36	0	2~8	28~34	125(117~142)	0.23~0.27
		貝化石(KN-2)	22	-20	2~8	34~40	130(120~150)	0.26~0.30
	Loc. 6	ヒメスナホリムシ生痕化石の上限	38	0	2~8	30~36	125(117~142)	0.24~0.28
		貝化石(KH-4)	28	-20	2~8	40~46	130(120~150)	0.30~0.36
沼層	Loc. 40	貝化石(N-9~10)	6	-20	2~5	21~24	6.43±0.11	3.3~3.7
	Loc. 41	貝化石(N-16)	8	-10~-20	2~5	13~26	4.13±0.11	3.1~6.3
	Loc. 43*	貝化石(N-19)	5.5	-10~-40	2~5	10.5~43.5	4.4±0.11	2.4~9.8
		貝化石(N-18)	3.5	-10~-20	2~5	8.5~21.5	5.8±0.11	1.5~3.7
		貝化石(N-18)	2.5	-10~-20	2~5	7.5~20.5	6.6±0.15	1.1~3.1

*の標高および形成年代は松島・吉村(1979)のデータに基づく
 ヒメスナホリムシ生痕化石の上限年代の範囲はHk-K1P6とK1P8のフィッシュトラック年代値12.8±1.1, 13.2±1.0万年前の範囲を表す
 KH-4の年代値の範囲は、今回測定したESR年代値の範囲であり、KN-2の年代値はKH-4と同じとした

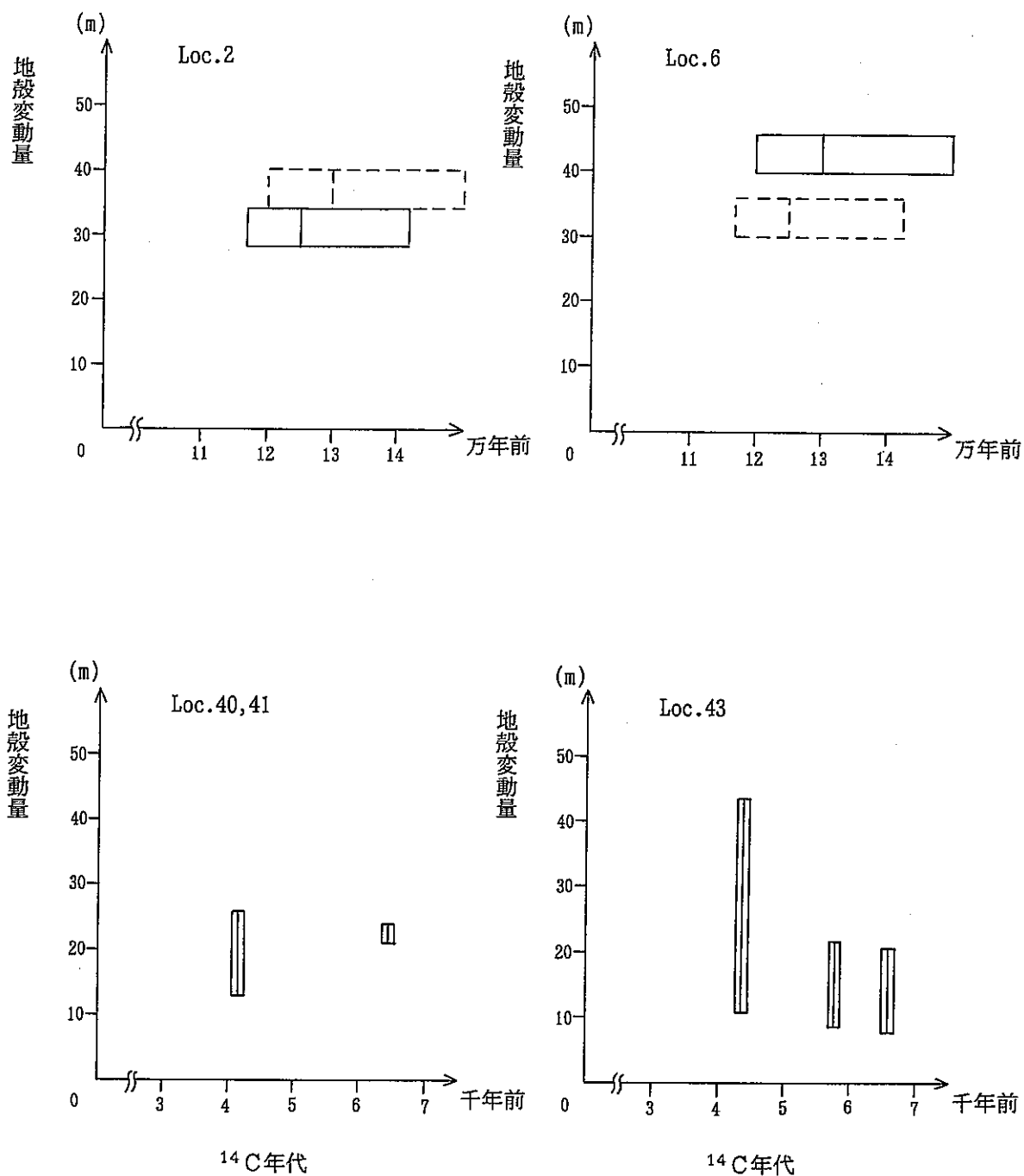


図4-1 各地点の地殻変動量の推移図

図中の年代値および地殻変動量は表4-1のデータを使用した。
年代値の範囲のうち、中央の線がもっともらしい年代値を示す。
Loc.2およびLoc.6の破線の部分は用いたデータのみから正確な年代値を設定できず層位学的な根拠に基づいて設定した層準であることを示す(詳細は本文参照)。

5. 結論と今後の研究計画

(1) 結論

本報告書は、房総半島をモデル地域として、第四紀における地殻の隆起・沈降運動を詳細に把握するために、変動基準面の形成環境・形成年代の定量化について考察した。

従来、変動基準面として地形面(海成段丘の堆積原面など)が用いられてきたが、詳細に観察すると同一時間面や同一環境を示すとは限らないことが判明した。したがって、地殻変動のおおまかな傾向をつかむ際には地形面(海成段丘の堆積原面など)を用いることは重要であるが、詳細な地殻変動をつかむ際には形成環境・形成年代を定量化できる層準をもって変動基準面とすることが必要であると考えられる。

形成環境を推定するために、主として古生物学的方法を採用したが、採用した古生物学的方法のうち、貝化石と生痕化石がより細かな具体的数値で古環境(古水深)の推定を行えることが判明した。なお、有孔虫や貝形虫については、連続的に試料を採取でき貝化石や生痕化石のように産出層準が限定されないという点で有効であるが、その精度は貝化石や生痕化石の場合と比べて若干落ちるものと考えられる。

形成年代を推定するために、 ^{14}C 年代測定法・ESR年代測定法・TL年代測定法を行った結果、数万年より若い年代を対象とする場合には ^{14}C 年代測定法が、それよりも古い年代を対象とする場合にはESR年代測定法が有効であると判明した。しかし、 ^{14}C 年代測定法では、 ^{14}C の初期濃度の不均一性や経年変化により測定誤差以外の不確定要因があり、一方、ESR年代測定法には、年間線量率の見積りに伴う不確定要因があることに注意しなければならないと考えられる。TL年代測定法については、貝化石の場合、従来はカルサイトを測定対象としてきたが、カルサイトが2次的にも生成されることからアラゴナイトを測定対象とすることが必要であり、そのための手法の開発が急務であると考えられる。

地殻変動量は変動基準面の現在の標高から形成高度と古海面高度を差し引いて求めたが、形成高度と古海面高度の推定幅の大小によっては、地殻変動様式の推定を困難にする結果となった。このうち、形成高度の推定幅を狭めるためには、さらに古生物学的試料を採取して推定幅を狭める以外に、堆積学的方法等を加味してより包括的な古環境の推定が必要と思われる。

(2) 今後の研究計画

今回の研究結果から、今後行うべき研究を地層の形成環境および形成年代の推定の2項目について考察する。

今回の研究では地層の形成環境を推定する際に、主として古生物学的方法を採用したが、この方法に加えて、リップルマークなどの堆積構造や堆積相から古環境を推定する堆積学的方法やシーケンス層位学を併用することによって、より詳細な形成環境の推定ができ

ると考えられる。

次に、絶対年代測定法については、数万年より若いものを対象にする場合には ^{14}C 年代測定法が有効であると判断されたが、アラゴナイトを対象としたESR年代測定法の若い方の適用限界が数万年前にあるのか否かを究明する必要がある。また、ESR年代測定法のクロスチェックの意味を含めて、2次的に晶出しないアラゴナイトを測定対象としたTL年代測定法の開発が必要と考えられる。そのためには、①アラゴナイトからカルサイトへの転移が起こらない低温領域でのプラトー域の認定方法や②高温域でのアラゴナイトからカルサイトへの転移発光量を差し引いた真の発光量の認定方法を機器の開発を含めて確立することが必要である。また、ESR・TL年代測定法の両者に関連するが、空隙の多い粗粒な堆積物での年間線量率の推定方法、およびその年間線量率測定法の標準化の検討が必要であると考えられる。

引用文献

- 1) F. Akiba, Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zonation for middle-to-high latitudes of the North Pacific : In H. Kagami, D. E. Karig, W. T. Coulbourn, et al., Init. Repts. DSDP, Vol. 87, Washington (U. S. Govt. Printing Office), pp. 393-481 (1986)
- 2) 青木大茂, 第四紀琉球石灰岩の年代学的研究 琉球大学大学院理学研究科修士論文 (1992MS)
- 3) N. Aoki and K. Baba, Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan: Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B, Vol. 1, pp. 107-148 (1980)
- 4) 新井房夫, 斜方輝石・角閃石の屈折率によるテフラの同定—テフクロノロジーの基礎研究—: 第四紀研究, Vol. 11, No. 4, pp. 252-269 (1972)
- 5) 新井房夫・町田洋・杉原重夫, 南関東における後期更新世の指標テフラ層—特性記載とそれに関連する諸問題—: 第四紀研究, Vol. 16, No. 1, pp. 19-40 (1977)
- 6) W. T. Bell, Thermoluminescence dating: Radiation dose-rate data: Archaeometry Vol. 21, pp. 243-245 (1979)
- 7) E. K. Berner and R. A. Berner: The global water cycle, geochemistry and environment, Prentice-Hall Inc., New Jersey (1987)
- 8) R. A. Berner, Sedimentary pyrite formation: Amer. J. Sci., Vol. 268, pp. 1-23 (1970)
- 9) 千木良雅弘, 泥岩の化学的風化—新潟県更新統灰爪層の例—: 地質学雑誌, Vol. 94, No. 6, pp. 419-431 (1988)
- 10) 大和地質研究所, 隆起・沈降に関する研究 (I) (動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書): PNC PJ1454 92-001 (1992)
- 11) 大和地質研究所, 隆起・沈降に関する研究 (II) (動力炉・核燃料開発事業団 委託研究成果報告書): PNC PJ1454 93-001 (1993)
- 12) 藤本潔, 能登半島七尾西湾岸日用川低地における完新世後期の海水準変動: 第四紀研究, Vol. 32, No. 1, pp. 1-12 (1993)
- 13) P. M. Frydl, Holocene ostracods in the southern Boso Peninsula: Univ. Mus., Univ. Tokyo, Bull., No. 20, pp. 61-140 (1982)
- 14) C. R. Goldman and A. J. Horne: Limnology, McGraw-Hill Inc. (1983)
- 15) 波部忠重: 日本産軟体動物分類学 二枚貝綱／掘足綱, 北隆館 (1977)
- 16) 波部忠重・小菅貞男: 標準原色図鑑全集 3 貝, 保育社 (1967)
- 17) 堀部純男・坪田博行, 海水中の物質の動き: 堀部純男編, 海洋環境の科学, 東京大学出

- 版会, pp.93-149 (1977)
- 18) R.W. Howarth, Pyrite: its rapid formation in a salt marsh and its importance in ecosystem metabolism: *Science*, Vol. 203, pp. 49-51 (1979)
 - 19) 伊田一善, 貝化石群集の特性曲線について, *地質調査所月報*, Vol. 7, No. 2, pp. 63-68 (1956)
 - 20) 池谷元伺, ESR (電子スピン共鳴) 年代測定, *アイオニクス* (1987)
 - 21) 今井登・下川浩一, ESR 年代測定法: *地質学論集*, No. 29, pp. 59-72 (1988)
 - 22) 稲葉明彦: 瀬戸内海の貝類, 広島県貝類談話会 (1982)
 - 23) K. Ishizaki, Study of Ostracoda from the Pliocene Ananai Formation, Shikoku, Japan. - A step toward distinguishing the sedimentary environments.: Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes, *Serbian Geol. Soc.*, Belgrade, pp. 197-205 (1979)
 - 24) 石崎国熙, 貝形虫化石詳細調査: 中世古幸次郎編, 関西国際空港地盤地質調査, 災害科学研究所, pp. 37-43 (1984)
 - 25) 鹿島薫, 房総半島丸山川・和田川流域の完新世の地形発達: *地理学評論*, Vol. 58, No. 11, pp. 734-743 (1985)
 - 26) 茅根創・吉川虎雄, 房総半島南東岸における現成・離水浸食海岸地形の比較研究: *地理学評論*, Vol. 59 (Ser. A), No. 1, pp. 18-36 (1986)
 - 27) W.W. Kellog, R.D. Cadle, E.R. Allen, A.L. Lazrus and E.A. Martell, The sulfur cycle: *Science*, Vol. 175, pp. 587-596 (1972)
 - 28) 菊地隆男, 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義: *地質学雑誌*, Vol. 78, No. 3, pp. 137-144 (1972)
 - 29) 菊地隆男, 常総粘土層の堆積環境: *地質学論集*, No. 20, pp. 129-145 (1981)
 - 30) 菊地隆男, 最終間氷期の古海面高度 - “常識” に対する疑問 (2) - : 関東の四紀, No. 13, P. 65-73 (1987)
 - 31) 菊地隆男・楡井久・楠田隆, 上総・下総両層群の層序に関する 2・3 の問題: *地質学論集*, No. 30, pp. 51-65 (1988)
 - 32) 小玉喜三郎・堀口万吉・鈴木尉元・三梨昂, 更新世後期における関東平野の地塊状造盆地運動: *地質学論集*, No. 20, pp. 113-128 (1981)
 - 33) 粕武・鈴木尉元・小玉喜三郎, 房総半島における上総層群泥質岩中の硫黄, 炭素, 塩素, 鉄の形態・組成と堆積環境: *地質調査所月報*, Vol. 34, No. 4, pp. 191-206 (1983)
 - 34) 小竹信宏, 房総半島南端地域の海成上部新世界: *地質学雑誌*, Vol. 94, No. 3, pp. 187-207 (1988)
 - 35) 小山忠四郎: 生物地球化学 - 環境科学への基礎と応用 -, 東海大学出版会 (1980)
 - 36) T. Kuroda and T. Habe: Check list and bibliography of the Recent marine Mollus-

- ca of Japan., Hosokawa Print. Co. (1952)
- 37) 町田洋, 南関東のテフクロノロジー (I) — 下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について — : 第四紀研究, Vol.10, No.1, pp.1-20 (1971)
 - 38) 町田洋・新井房夫, 火山灰アトラス [日本列島とその周辺] : 東京大学出版会, 東京, (1992)
 - 39) 町田洋・鈴木正男, 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュン・トラック法による試み— : 科学, Vol.41, No.5, pp.263-270 (1971)
 - 40) 増田富士雄・平一弘, 貝化石の酸素同位体比による房総半島中部更新統の古水温 : 地質学雑誌, Vol.80, No.3, pp.97-106 (1974)
 - 41) K.Masuda, S.Hayasaka and H.Noda, Shell bearing molluscs in Sendai Bay, North-east Honshu, Japan: Saito Ho-on Kai Mus.Nat.Hist., Res.Bull., No.51, pp.1-39 (1983)
 - 42) 増澤敏行, 硫黄 : 日本海洋学会編「沿岸環境調査マニュアル」恒星社厚生閣, pp.59-61 (1986)
 - 43) 松島義章, 南関東における縄文海進に伴う貝類群衆の変遷 : 第四紀研究, Vol.17, No.4, pp.243-265 (1979)
 - 44) 松島義章・吉村光敏, 館山市西郷の平久里における沼層の¹⁴C年代 : 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), No.11, pp.1-9 (1979)
 - 45) 三梨昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政和・楡井久・樋口茂生・原雄・吉野邦夫・遠藤毅・川島真一・青木滋 : 東京湾とその周辺地域の地質(1/10万地質図および説明書), 地質調査所 (1979)
 - 46) N.Murakoshi and F.Masuda, Eustuarine, barrier-islands to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japn : Sediment.Geol., Vol.80, pp167-184 (1992)
 - 47) 中井信之・中村俊夫, 放射性炭素年代測定法 : 地質学論集, No.29, pp.235-252 (1988)
 - 48) 中井信之・太田友子・藤沢寛・吉田正夫, 堆積物コアの炭素同位体比, C/N比およびFeS₂含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動 : 第四紀研究, Vol.21, No.3, pp.169-177 (1982)
 - 49) 中村俊夫・中井信之, タンデトロン加速器質量分析計を用いた放射性炭素の計測およびその地球科学への応用 : 気象研究ノート, No.160, PP.67-81 (1987)
 - 50) 中村俊夫・中井信之, 放射性炭素年代測定法の基礎—加速器質量分析法に重点を置いて— : 地質学論集, No.29, pp.83-106 (1988)
 - 51) 中村俊夫・岡重文・坂本亨, 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計によ

- る放射性炭素年代：地質学雑誌，Vol.98，No.9，pp.905-908（1992）
- 52)中田高・木庭元晴・今泉俊文・曹華龍・松本秀明・菅沼健，房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動：地理学評論，Vol.53，No.1，pp.29-44（1980）
- 53)中里裕臣・下川浩一・今井登，中・上部更新統，上総・下総層群産貝化石のESR年代測定：月刊地球，Vol.12，No.1，pp.37-42（1990）
- 54)K.S.V. Nambi and M.J. Aitken, Annual dose conversion factors for TL and ESR dating：Archaeometry, Vol.28, pp.202-205（1986）
- 55)日本の地質「関東地方」編集委員会編，第四系：日本の地質3・関東地方，共立出版，pp.137-202（1986）
- 56)西村三郎：地球の海と生命－海洋生物地理学序説－，海鳴社（1981）
- 57)延原尊美・窪田祐亨・糸魚川淳二・松岡敬二，三河湾の貝類遺骸群集 第一部 二枚貝類遺骸群集：豊橋市自然史博物館研究報告，No.1，pp.13-32（1991）
- 58)延原尊美・窪田祐亨・糸魚川淳二・松岡敬二，三河湾の貝類遺骸群集 第一部補足 二枚貝類資料の追加・訂正：豊橋市自然史博物館研究報告，No.2，pp.59-60（1992）
- 59)延原尊美・窪田祐亨・糸魚川淳二・松岡敬二，三河湾の貝類遺骸群集 第2部 巻貝類。角貝類：貝類雑誌，Vol.51，Nos.1&2，pp.95-113（1992）
- 60)R.Nydal, Further investigation on the transfer of radiocarbon in nature：J. Geophys. Res., Vol.73, pp.3617-3635（1968）
- 61)尾田太良，新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点－中部および東北日本を中心として－：北村信教授退官記念地質学論文集，pp.297-312（1986）
- 62)小笠原憲四郎，シンポジウム「新生代化石生物温度計の試み－その理論と適用－」その背景と課題，化石，No.54，pp.11-23（1993）
- 63)奥谷喬司：決定版生物大図鑑 貝類，世界文化社（1986）
- 64)大村明雄・大村一夫・桜本勇治・辻喜弘，南関東上部更新統産サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代：第四紀研究，Vol.23，No.1，pp.31-35（1984）
- 65)大村一夫・桜本勇治，ESR年代測定法による下末吉期の貝化石の年代：北村信教授退官記念地質学論文集，pp.331-336（1986）
- 66)太田陽子・海津正倫・松島義章，日本における完新世相対海面変化とそれに関する問題－1980～1988における研究の展望－：第四紀研究，Vol.29，No.1，pp.31-48（1990）
- 67)D.Postma, Pyrite and siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments: Amer. J. Sci., Vol.282, pp.1151-1183（1982）
- 68)白神宏，FeS₂含有量からみた広島平野沖積層の堆積構造：地理学評論，Vol.58，No.10，pp.631-644（1985）
- 69)R.S.Sternberg and P.E.Damon, Sensitivity of radiocarbon fluctuations and in-

- ventory to geomagnetic and reservoir parameters ; in R. Berger and H.E. Suess(ed.) Radiocarbon Dating, Univ. California Press, Berkeley, Los Angeles, London, pp.691-717 (1979)
- 70) 杉原重夫, 下総台地西部における地形の発達: 地理学評論, Vol. 43, No. 12, pp. 703-718 (1970)
- 71) 杉原重夫, 下総台地南部, 木更津-千葉付近の下末吉面と小原台面: 明治大学人文科学研究紀要, No. 17, pp. 1-24 (1978)
- 72) 杉原重夫・新井房夫・町田洋, 房総半島北部の中・上部更新統のテフクロノロジー: 地質学雑誌, Vol. 84, No. 10, pp. 583-600 (1978)
- 73) 杉原重夫・細野衛, 下総台地・千葉-木更津地域の地形と地質: 第21回野外見学旅行案内房総の自然と土壌, pp. 37-42, ペドロジスト懇談会 (1974)
- 74) 鈴木正男, 過去をさぐる科学 年代測定法のすべて: 講談社, pp. 230 (1976)
- 75) 高柳洋吉編: 微化石研究マニュアル, 朝倉書店, pp. 33-46 (1978)
- 76) 富樫茂子・松本英二, ベンゼン-液体シンチレーションによる¹⁴C年代測定法: 地質調査所月報, Vol. 34, No. 10, pp. 513-527 (1983)
- 77) 徳橋秀一・遠藤秀典, 姉崎地域の地質: 地質調査所 (1984)
- 78) 後川紀子・山口寿之・五十嵐千秋・平朝彦, 千葉県更新世桜井層産貝化石のESR年代: 第3回ESR応用計測研究発表会講演要旨集, pp. 16-19 (1988)
- 79) A. Vear and C. Curtis, A quantitative evaluation of pyrite weathering: Earth Surface Processes and Landform, Vol. 6, pp. 191-198 (1981)
- 80) 渡部忠重・小菅貞男: 標準原色図鑑全集 3 頁, 保育社 (1967)
- 81) 山野井徹, 花粉化石が示す古気温: 化石, No. 54, pp. 53-60 (1993)
- 82) 横田佳世子, 房総半島南東岸の完新世海岸段丘について: 地理学評論, Vol. 51, No. 5, pp. 349-364 (1978)
- 83) 米倉伸之, 第四紀気候変動とそのメカニズム: 地質ニュース, No. 445, pp. 14-24 (1991)

巻末資料－ 1 ¹⁴C年代測定

※サンプル番号は本文作成の過程で以下のように変更した。

旧	新
---	---

NC-2	→N-3
------	------

NC-3	→N-10
------	-------

NC-4	→N-16
------	-------

KC-1	→KN-17
------	--------

^{14}C 年代測定法

1. 校正標準:

NBS Oxalic Acid Carbon Dating Standardの測定活動値の95%を年代標準とする。この値は1950年の標準 ^{14}C 活動値を表す。(Karlen I., et. al., 1966; Olsson I., 1970)

2. 統計不確定度:

^{14}C 年代測定の均一性により、標準統計偏差(1 σ)を各測定年代に与えるのが慣習です。この不確定度は各測定年代についてのバックグラウンド、標準、及びサンプルの偏差を含む標準偏差です。

3. 前処理:

TI社1984年3月30日付レターによる。(コピー添付)

4. 酸化:

前処理を施した試料を酸素ガス中で焼き、二酸化炭素ガスに転換する。

5. 純化:

転換された二酸化炭素ガス資料は真空システムを通してハロゲン類、硫化物、酸化窒素、陰性物質、ラドン等の不純物を除去し、純化する。

6. 測定:

気体比例計数管により次の手順により純化資料の測定を行う。

- ・ ^{222}Rn を崩壊させる為、2週間貯蔵する。
- ・ 17時間以上の間、測定する。
- ・ 信頼性向上の為、検知器を他のものに代えて、測定を繰り返す。

7. 年代計算:

別紙

前 処 理

Following is our pretreatment procedure for Carbon-14 dating samples. This is an attempt to remove contamination from a sample that is non-contemporary with the sample.

1. Each sample is manually cleaned and examined for rootlets, stones and other obvious impurities.
2. Wood, charcoal and peat are boiled in 2N HCl for 1 hour.
3. The sample is filtered and the acid is washed out with distilled water.
4. The sample is then treated with hot 2% NaOH solution for 2 hours.
5. Filtration and washing with distilled water is used to remove the base.
6. Dilute HCl treatment at 90°C again acidifies the sample.
7. The acid is again washed away through a filter, the sample is boiled in distilled water and washed to a pH of 6.
8. Finally the sample is filtered and dried.
9. Shell samples have their outer surfaces abraded and washed with successive treatments of 2N HCl solution before dating the inner remainder.

The above is the preferred treatment. Some samples because of their size or instability may not be able to withstand this complete treatment. Additional separation and treatment procedures such as floatation, vibration table and screening techniques are used when applicable to the sample.

年代計算法

AGE CALCULATION

The basic equation for C^{14} age calculation is:

$$\lambda = \frac{2.303}{t} \log \frac{N_i}{N} = 1.2449 \times 10^{-4} \text{ yr}^{-1}$$

λ is defined in terms of reciprocal years. N_i is the number of atoms initially present and N is 1/2 of N_i . For a half-life of 5568 years $\lambda = 1.2449 \times 10^{-4} \text{ yr}^{-1}$.

δC^{14} is defined as follows:

$$\delta C^{14} = \frac{A_{\text{sample}} - 0.95 A_{\text{ox}}}{0.95 A_{\text{ox}}} \times 1000$$

A_{ox} = observed radiocarbon activity of the standard

A_{sample} = observed radiocarbon activity of the sample

$$\frac{A_{\text{ox}}}{A_{\text{sample}}} = \frac{1000}{\delta C^{14} + 1000}$$

Returning to the basic rate equation

$$t = \frac{2.303}{\lambda} \log \frac{1000}{\delta C^{14} + 1000}$$

$$t = 18,500 \log \frac{1000}{\delta C^{14} + 1000}$$

27 October 1993

Mr. Y. Ohyama
Teledyne Japan K.K.
Nihonseimei Akasaka Bldg.
8-1-19 Akasaka, Minato-Ku
Tokyo 107, Japan

P.O. #I01-1836
Customer: Daiwa Geological
Laboratory Co. Ltd.
W.O.# 3-8013-072

Dear Mr. Ohyama:

We have listed below the radiocarbon ages we have determined on the samples you submitted for analysis.

ISOTOPES		Age in Years	
Sample Number	Sample	δC^{14}	B.P.
I-17,528	NC-2	716 ± 8	$10,110 \pm 230$
I-17,529	NC-3	551 ± 6	$6,430 \pm 110$
I-17,530	NC-4	402 ± 8	$4,130 \pm 110$

The soil sample was treated for the removal of carbonates. The shell samples had their outer 40% removed with successive acid washes before dating the inner remainder. Sample KC-1 did not contain enough carbon for a conventional C-14 date.

The Libby half-life of 5568 years was used for the age calculation.

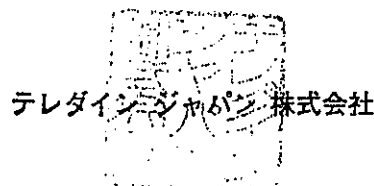
If you have any questions concerning these results, please contact us. We shall be happy to help in any way possible.

We hope these results will prove helpful in your work, and we look forward to serving you again soon.

Sincerely yours,

JBuckley
James Buckley
Radiocarbon Laboratory

JB:mak



卷末資料－ 2 房総第四紀微化石調査報告書

房総第四紀微化石調査報告書

報告者 高 柳 洋 吉

内 容

I. 試料および分析者名	1
II. 分析の目的	1
III. 分析方法	1
IV. 分析各論	2
花 粉 (竹内貞子)	2
珪 藻 (丸山俊明)	8
有孔虫 (高柳洋吉)	12
貝形虫 (石崎国熙)	18
V. 分析についての結論	24

1994年1月

房総第四紀層微化石調査報告

報告者 高柳洋吉

木下層・沼層・常総粘土および段丘堆積物の試料について、花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫の4種の微化石の分析調査を行った結果をここに報告する。

I. 試料および分析者名

		花 粉	珪 藻	有孔虫	貝形虫
木 下 層	KN-1~6(4試料)	○	○	○	○
常総粘土	KN-9~14(2試料)	○			
常総粘土	KN-17,18	○	○		
常総粘土	KN-19	○			
木 下 層	KH-5~8(3試料)	○	○	○	○
沼 層	N-1~4(3試料)	○	○		
沼 層	N-5~16(6試料)	○	○	○	○
段丘堆積物	N-17	○	○		
計		21	19	13	13

分析者 竹内貞子 丸山俊明 高柳洋吉 石崎国熙

II. 分析の目的

今回の分析の主たる目的は年代と堆積環境の推定であるが、個々のグループについては特に次の点を明らかにすることに努めた。

花粉：古気候の推定

珪藻：淡水環境・海水環境の判定

有孔虫：古水深の推定

貝形虫：古水深の推定

III. 分析方法

岩石試料の分析にあたり、外膜ないしは殻の化学的性質を異にする花粉、珪藻、および有孔虫・貝形虫グループの3群について、それぞれ別個に処理を行った。それらの処理方法と手順については各項に記すとおりである。

IV. 分析各論

各分析担当者による結果報告を、各論に分けて以下に含める。

1. 試料

分析に供したのは次の21個の試料である。

木下層の試料が7個（試料番号KH-5, -7, -8, KN-1, -3, -4, -6）、常総粘土層の試料が4個（試料番号KN-14, -17, -18, -19）、沼層の試料が9個（試料番号N-1, -2, -4, -5, -6, -7, -8, -15, -16）、および段丘堆積物のそれが1個（試料番号N-17）。

2. 分析方法

21個の試料すべてについてKOH法、HF法、アセトリシス法（Erdtman, 1943; Faegrie and Iversen, 1964）を改良併用して分析し、スライドに封入して検鏡した。以下にその方法を述べる。

(1) 物理的・化学的処理

- ・約50grの試料をとり粉碎する。
- ・試料を500ccビーカーにとり10%KOHを加え攪拌し、一昼夜放置する。
- ・上澄みを捨て、水を加えながら1000ccビーカーに移し、水洗いを数回繰り返す。水洗いの過程で傾斜法により砂粒子および粘土粒子の除去を行う。
- ・試料を100ccポリビーカーに移し、上澄みを捨てた後10%HClを少量加え攪拌し、ドラフト中に2～3日放置する（その間随時攪拌する）。上澄みを捨て、残渣をポリエチレン遠沈管に移し、遠沈して上澄液を捨てる。
- ・36%HClを加え攪拌して一昼夜放置する。
- ・遠沈して残渣に水を加え攪拌し、遠沈洗浄を4回繰り返す。
- ・ガラスの遠沈管に移し、遠沈後残渣に氷酢酸を加え攪拌して遠沈する。
- ・残渣に無水酢酸と濃硫酸9:1の混合液を加え攪拌し、10分間湯煎ののち遠沈する。
- ・残渣に氷酢酸を加え攪拌し遠沈する。
- ・36%HClを加え攪拌して一昼夜放置する。
- ・遠沈して残渣に水を加え攪拌し、遠沈洗浄を4回繰り返す。

(2) 封入

蒸気の上にガラス板を置き、その上でスライドグラスとカバーグラスを温めながら作業をする。

- ・温めたグリセリンゼリーをスライドグラスの上に一滴落とす。
- ・(1)の処理を終えた残渣に少量の水を加え、そのグリセリンゼリーとまぜる。
- ・水分を蒸発させた後カバーグラスをかける。
- ・ガラス板から降ろし、スライドが冷えてからマニキュアで封じる。

(3) 検鏡

検鏡にあたっては普通400倍で同定したが、必要に応じて600倍で同定した。木本花粉200個を同定し、かつその間に出現したすべての草本花粉およびシダ類胞子を同

定した。

3. 分析結果

分析の結果は百分率表と花粉ダイアグラムに示したとおりであるが、花粉化石の含有量が少ない試料が多い。

まず、各試料の花粉化石の産出状況を示す。

試料番号	産出状況*	試料番号	産出状況*
N-17	R	KN-19	N
N-16	R	KN-18	VR
N-15	C	KN-17	VR
N-8	C	KN-14	VR
N-7	C	KN-6	VR
N-6	VR	KN-4	C
N-5	R	KN-3	C
N-4	R	KN-1	C
N-2	R	KH-8	VR
N-1	R	KH-7	R
		KH-5	R

(* C: 普通, R: 少ない, VR: 非常に少ない, N: 産出しない)

試料番号 KH-5~KH-8, KN-6~KN-18, N-1~N-6, N-16, N-17 の14試料は含有花粉・胞子化石の絶対量が少ないため百分率表に検出されたタクサを+印で示すに止めた。また試料番号 KN-19 の試料からは花粉・胞子化石が検出されなかった。百分率表およびダイアグラムではすべてのタクサについて、木本花粉の総数を基数とした百分率であらわしてある。

花粉分析によって検出された花粉化石および胞子化石は以下のものがあげられる。

高木花粉: Abies, Picea, Tsuga, Pinus, Cryptomeria, Sciadopitys, Cupressaceae-Taxaceae, Juglans-Pterocarya, Betula, Carpinus, Fagus, Quercus, Ulmus-Zelkova, Celtis-Aphananthe, Acer, Tilia. 以上2科と18属。

低木花粉: Salix, Corylus, Alnus, Ilex, Elaeagnus, Fraxinus, Ligustrum. 以上7属。

草本花粉: Gramineae, Cyperaceae, Typha, Persicaria, Rumex, Chenopodiaceae, Ranunculus, Thalictrum, Umbelliferae, Artemisia, Carduoideae, Cichorioideae. 以上4科, 2亜科と6属。

シダ類胞子: Monolete spore, Trilete spore.

その他に同定不能の花粉。

次に各試料の花粉組成の特徴について述べる。

試料番号 K H - 5 ~ K H - 8

3 試料とも絶対花粉量は少ないが、産出する花粉のタクサはほぼ共通している。少ないなかでも、K H - 5 では Cryptomeria, Pinus, Carpinus が、K H - 7 では Cryptomeria, Pinus, Ulmus-Zelkova が、K H - 8 では Cryptomeria, Pinus がそれぞれ多い。

試料番号 K N - 1 ~ K N - 4

3 試料は K N - 4 で Alnus が 10 % をこえるほかは、ほぼ類似の組成を示す。木本花粉の割合が非常に多いこと、木本花粉の中では Picea, Pinus, Abies を主とする針葉樹の花粉が圧倒的に多いことで特徴づけられる。

試料番号 K N - 6

Monolete type のシダ類胞子が数個検出されたのみであった。

試料番号 K N - 14 ~ K N - 18

3 試料とも絶対花粉量が極端に少ないが、ここでも Cryptomeria が共通して出現している。

試料番号 N - 1 ~ N - 5

4 試料とも絶対花粉量は少ないが、出現するタクサの種類は比較的多い。大まかにみてもほぼ類似した出現傾向を示す。Cryptomeria, Pinus, Abies の針葉樹と Fagus, Carpinus, Betula, Juglans-Pterocarya, Alnus などの落葉広葉樹を主とする。Monolete type のシダ類胞子が多い。

試料番号 N - 6

シダ類胞子が若干個検出されたのみであった。

試料番号 N - 7 ~ N - 15

Quercus, Celtis-Aphananthe, Ulmus-Zelkova, Cryptomeria, Carpinus を主とし Pinus, Fagus, Alnus などがこれに次ぐ。

試料番号 N - 16

絶対花粉量が少ないが、出現するタクサの種類は多く、上述の N I - 6 ~ N I - 8 の試料とほぼ同じ傾向を示す。すなわち Quercus, Celtis-Aphananthe, Ulmus-Zelkova, Cryptomeria, Juglans-Pterocarya, Carpinus, Fagus などの出現量が多い。

試料番号 N - 17

絶対花粉量が少なく、タクサの種類も少ない。Pinus, Abies, Picea, Tsuga, Cryptomeria, Fagus, Ulmus-Zelkova, Celtis-Aphananthe, Tilia, Alnus, Gramineae, Cichorioideae, Monolete spore, Trilete spore がわずかに検出されたのみであった。

4. 花粉化石からみた各層堆積当時の気候

木下層

K H - 5 ~ K H - 8 堆積時：当時の気候を推定するためには、花粉の絶対量が少なすぎる。しいていえば、産出する花粉が主として冷温帯性の樹種で占められていることから、どちらかといえば涼冷から温暖な気候に支配されていたと推定される。

K N - 1 ~ K N - 4 堆積時：寒冷な気候のもとで、後背地は、Picea, Pinus,

Abiesを主とした冷温帯～亜寒帯の針葉樹林でおおわれていたと推定される。

常総粘土層

出現する花粉の種類から、寒冷な気候ではなかったであろうと推測されるが、それ以上は推定不能である。

沼層

N-1～N-5 堆積時：当時の気候・環境を推定することはむずかしいが、産出する花粉の種類からみて、大まかには後の N-7～N-15 の時期とあまり変わらないといっているであろう。

N-7～N-15 堆積時：後背地は Quercus, Celtis-Aphananthe, Ulmus-Zelkova, Cryptomeriaなどが優占する林に覆われており、温暖な気候のもとにあったと推測される。

5. KN-1～KN-4 堆積時の寒冷気候について

前述のように KN-1～KN-4 に含まれる花粉化石は寒冷気候を指示している。一方、木下層は最終間氷期の温暖な気候のもとでの堆積物とされている（日本の地質「関東地方」編集委員会，1986）。そこで、KN-1～KN-4 の分析結果について、次のいくつかの解釈が考えられる。

- ① 堆積当時の気候は寒冷であり、最終間氷期に一時期寒冷になった時期があった。
- ② これらの花粉はすべて遠隔地の山地からもたらされたものである。
- ③ すべて古い時代の地層からの再堆積である。
- ④ 花粉化石含有層は木下層ではない。
- ⑤ あるいは、ここで産出する Picea, Abies, Pinusなどの針葉樹は亜寒帯性の樹種ではなく、寒冷気候を指示しているわけではないのかも知れない。

以上の問題については、現在得られている花粉分析のデータだけでは解決できない。上下の層準でのくわしい分析、同層準でのほかの化石の研究結果などの総合的検討によって明らかにされるであろう。

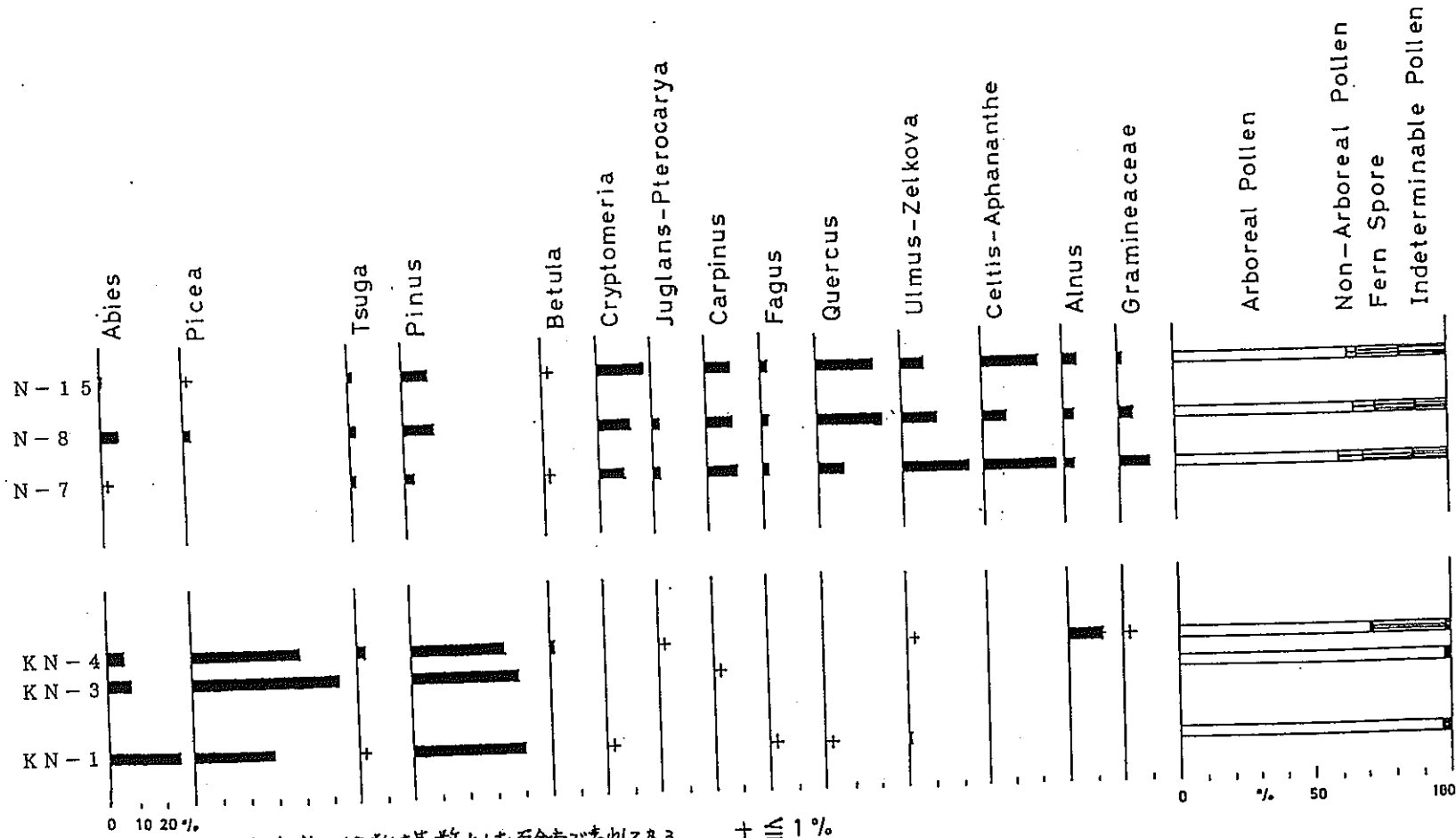
文献

- Erdtman, G., 1943. An introduction to pollen analysis. 239p., The Ronald press Company, new York.
- Fægri, K. and Iversen, J., 1964. Textbook of pollen analysis. 237p., Munksgaard, Copenhagen.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会編，1986。第四系、日本の地質3・関東地方，p.137-202, 共立出版(株), 東京。

花粉化石産出百分率表

	<i>Abies</i>	<i>Picea</i>	<i>Tsuga</i>	<i>Pinus</i>	<i>Cryptomeria</i>	<i>Sciadopitys</i>	Cupressaceae-Taxaceae	<i>Juglans-Pterocarya</i>	<i>Betula</i>	<i>Carpinus</i>	<i>Fagus</i>	<i>Quercus</i>	<i>Ulmus-Zelkova</i>	<i>Celtis-Aphananthe</i>	<i>Acer</i>	<i>Tilia</i>	<i>Salix</i>	<i>Corylus</i>	<i>Alnus</i>	<i>Ilex</i>	<i>Elaeagnus</i>	<i>Fraxinus</i>	<i>Ligustrum</i>	Gramineae	Cyperaceae	<i>Typha</i>	<i>Pericaria</i>	<i>Rumex</i>	Chenopodiaceae	<i>Ranunculus</i>	<i>Thalictrum</i>	Umbelliferae	<i>Artemisia</i>	Carduioideae	Cichorioideae	Monolete type fern spore	Trilete type fern spore	AP	NAP	Fern spore	Indeterminable pollen			
N-17	+	+	+	+	+																																							
N-16	+	+	+	+	+																																							
N-15	1.5	0.5	2.0	9.5	17.5	0.5	-	-	1.0	9.0	2.5	20.0	8.5	21.5	-	-	-	-	5.5	-	-	0.5	-	2.0	-	-	-	1.5	-	-	-	0.5	1.0	0.5	-	0.5	18.0	5.0	63.9	3.8	14.7	17.6		
N-8	6.5	3.0	2.5	10.5	11.5	-	-	2.5	-	9.5	2.5	23.0	13.0	9.5	0.5	-	-	-	4.0	0.5	0.5	0.5	-	5.5	0.5	-	-	2.0	-	-	-	0.5	3.0	-	0.5	19.5	2.0	66.0	7.9	14.2	11.9			
N-7	1.0	-	2.0	3.5	9.5	-	0.5	2.5	0.5	11.0	2.5	8.5	24.5	27.0	0.5	-	-	0.5	4.0	-	1.0	-	1.0	10.5	-	-	0.5	-	-	-	0.5	-	2.5	1.5	-	28.5	1.0	60.2	9.3	17.8	12.7			
N-6																																												
N-5					+	+					+									+																								
N-4	+				+	+					+									+	+																							
N-2	+				+	+			+	+					+				+	+		+																						
N-1	+				+	+			+	+		+	+	+				+	+							+	+																	
KN-19																																												
KN-18						+		+					+																															
KN-17						+				+																																		
KN-14						+																																						
KN-6																																												
KN-4	6.0	39.5	3.5	34.0	-	-	-	1.0	2.0	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-	13.0	-	-	-	-	0.5	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33.5	3.5	71.4	0.7	26.4	1.4	
KN-3	8.0	53.0	-	38.5	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	1.0	-	98.0	0.5	1.0	0.5
KN-1	25.5	29.5	1.0	41.0	0.5	-	-	-	-	-	0.5	0.5	1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	0.5	1.0	96.6	0.5	1.4	1.4	
KH-8					+	+																																						
KH-7		+			+	+					+	+	+						+																									
KH-5		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+																									

+ : 検出されたタクサを示す。 数字は本花粉の総数を基数とした百分率を示す。



木本花粉の総数を基数とした百分率で表わしてある。

主要花粉ダイアグラム

1. 概説

木下層、常総粘土および沼層の地質年代や堆積環境を推定するために珪藻分析を行った。その結果、佐倉市周辺に分布する木下層および常総粘土については珪藻化石の頻度が低く十分な解析が行えなかったが、木下層の一部(KH-5)が沿岸域に堆積したことがわかった。また、館山市周辺の沼層のセクションでは、堆積環境が淡水または内湾を経て順次、沿岸域に変化していく様子が検出された。しかし、いずれの地層についても示準種は検出できず、年代層位学的な解析はできなかった。ただし、沼層のセクションを通じて中新世中期を指示する複数のタクサが二次化石として検出された。

2. 分析方法

(1) 送付された岩石試料から約25cc(およそ親指1本分)をナイフで削り取り、200mlビーカーに入れる。

(2) 気泡がではじめるまで加熱した過酸化水素水(H_2O_2 , 約15%)を試料が隠れるまでそそぐ。数秒ではげしい酸化反応がはじまり、白煙とともに溶液が突沸するので、ふきこぼれないように冷水をそそいで反応を弱める。溶液表面の発泡が安定した状態に落ち着くまで、少量の過酸化水素水と冷水の注入を数回繰り返す。この間、加熱はしない。

(3) 過酸化水素水に対する反応が弱まったらビーカーをサンドバスにのせ、少量の過酸化水素水をさらに数回加えながら20分ほど加熱する。つぎに溶液が淡黄緑～淡橙色になるまで塩酸(HCl , 約15%)を数mlずつ数回に分けてそそぎ、さらに20分ほど加熱する。以上の酸処理によって珪藻化石と碎屑物粒子が分離し、化石が洗浄される。

(4) ビーカーをサンドバスからおろし、満量になるまで冷水をそそぐ。溶液全体が室温になるまでドラフト前面の作業台に静置する。半日ほどすると化石を含んだ砂や泥の粒子がビーカーの底に沈殿するので、沈殿をこわさないように上澄みを流し捨てる。沈殿を洗浄するように静かに水をそそぎ、満量にしたのち再び静置する。この操作を1時間おきに上澄みが透明になるまで繰り返す。この操作によって余剰な酸を除去し、溶液全体のpHを中性にする。

(5) 溶液が中性になると粘土粒子が懸濁しはじめるので、沈殿をこわさないように溶液を流し捨てて水を交換をする。この操作を1時間おきに上澄みが透明になるまで繰り返す。上澄みが透明になったら、沈殿を掬掛けして中粒砂よりも粗い粒子をできるだけ取り除く。これらの操作によって細粒砂～シルトに相当する粒子(粒径 $250 \sim 4 \mu m$)が濃集した懸濁液ができあがる。珪藻化石はこの懸濁液に含まれている。

(6) 懸濁液の一部を取り出して数10～数1000倍(経験的には曇りガラス程度の濃さ)に希釈し、さらにその一部をカバーガラス($24 \times 32 mm$)の上に静かにのせる。検体に対

流が生じないようにゆっくり乾燥させたのち、封入剤ブルーラックスをもちいてスライドグラスにマウントする。以上の操作で顕微鏡観察のための準備が完了する。

(7)分析にはすべて水道水を使用した。水道水から淡水性の珪藻が混入する危険があるため、実験に際しては珪砂をコントロールとした。分析の結果、混入はまったく認められなかった。

(8)検鏡に際しては10×10倍で珪藻殻を探索し、同定は20×10または40×10倍で行った。全体的な頻度については、低倍率の観察でおおよそ10個体に遭遇するまでの視野数が2～3の時をabundant(A)、約5回をcommon(C)、10回以上をrare(R)とし、ほとんど1測線を要する場合をvery rare(VR)とした。保存状態については珪藻殻がほとんど無傷の場合をgood(G)、一部に損傷がある場合をmoderate(M)、損傷がひどい場合をpoor(P)とし、さらに溶脱が認められる場合をdissolved poor(DP)とした。

(9)各タクサの産出頻度については、ひとつのタクサを検出するために1視野の移動で済む場合をabundant(A)、数回の移動を要する場合をcommon(C)、10回以上をrare(R)とした。

3. 結果および考察

顕微鏡観察の結果を表1と表2にまとめた。表1は木下層および常総粘土の分析結果を示し、表2は主に沼層から産出した化石の一覧を表わす。

木下層の6試料(KH-5～8, KN-3～6)からは同定に耐える珪藻化石はまったく産出せず、珪藻殻の破片がわずかに認められただけである(表1)。珪質の生物源堆積物としては珪藻のほかには海綿の骨針がわずかに認められたが、地質年代や堆積環境については不明である。わずかに1試料(KN-1)から沿岸域に生息するタクサが検出された(表2)。

常総粘土からは珪藻化石は産出しなかったが、海綿の骨針や正体不明の生物源堆積物が検出された(表1)。

沼層からは連続して珪藻化石が産出した(表2)。このうち、下半部の6試料(N-1～7)からは淡水～沿岸性のタクサが多数検出された。一方、上半部の3試料(N-8～16)からは沿岸域に多産するタクサが検出されたが、遠洋性の浮遊性種や年代決定に有効な示準種は含ま

表1. 木下層および常総粘土の珪藻化石産出表

常総粘土	KN-18	無化石(barren), 海綿の骨針あり
常総粘土	KN-17	無化石(barren), 生物源の破片多数(詳細不明)
木下層	KN-6	破片のみ少量
木下層	KN-4	破片のみ少量
木下層	KN-3	破片のみ少量, 海綿の骨針あり
木下層	KN-1	表2参照
木下層	KH-8	破片のみ少量, 海綿の骨針あり
木下層	KH-7	破片のみ少量, 海綿の骨針あり
木下層	KH-5	破片のみ少量, 海綿の骨針あり

れていなかった。試料 N-7/8 の間を境として海進が一段と進んだものと解釈されるが、外用の影響が強く及ぶまでには至らなかったと判断される。

これらの沼層の 9 試料を通して、中期中新世を代表する複数の示準種が連続して産出した。Actinocyclus ingens s. l., Denticulopsis hyalina, D. lauta および D. praedimorpha などのレンジを総合すると、Akiba(1986)の新第三紀北太平洋珪藻化石帯(Neogene North Pacific Diatom zone)の NPD 4 A ~ NPD 5 B の区間に対応し、絶対年代ではおよそ 15.9-12.1Ma(Akiba, 1986)あるいは 15.5-10.6Ma(尾田, 1986)を指示する。このことより、沼層堆積時の後背地には一連の中部中新統が露出していたものと推測される。

沼層を不整合に被う段丘堆積物(N-17)からは淡水性と思われるタクサが検出された。

なお、房総半島の若い堆積物ということで、新第三紀熱帯珪藻化石帯(NTD, Neogene Tropical Diatom zone; Barron, 1985)が効力を発揮するかも期待したが、低緯度域の示準種も全く検出されなかった。

4. 結論

今回の分析結果をまとめると各層の堆積環境は次のようになる。

- (1) 木下層の一部(KH-5)は沿岸性である。
- (2) 沼層の下半部(N-1~7)は陸水成または内湾性であり、いっぽう上半部(N-8~16)は外洋の影響が少ない沿岸性である。
- (3) 沼層の堆積時を通して、後背地に露出する中新統中部から二次化石の流入があった。
- (4) 沼層を不整合に被う段丘堆積物(N-17)は陸水成である。

5. 文献

- Akiba, F.; 1986: Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., Init. Repts. DSDP, 87; Washington (U. S. Govt. Printing Office), 393-481.
- Barron, J. A.; 1985: Miocene to Holocene planktic diatoms. In Bolli, H. M., Saunders, J. B. and Perch-Nielsen, K., eds., Plankton Stratigraphy, 763-809. Cambridge University Press.
- 尾田太良, 1986: 新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点 —中部および東北日本を中心として—。北村記念地質論文集, 297-312.

[illegible]

G: good(該当なし)
H: moderate
P: poor
DP: dissolved poor

1. 試料処理

貝形虫の項と重複するので、省略する。

2. 産出状況

分析した木下層の7試料ならびに沼層の6試料のうち、木下層2、沼層5の計7試料から有孔虫が検出されたが、十分な解析に耐えるものは沼層の3試料にすぎない。その結果は産出表に示したとおりである。

木下層の2試料のうち、KN-4からは方解石で置換された浮遊性有孔虫の雌型印象化石2個体が検出されたのみである。またKH-5からは底生の石灰質殻種と判定される2個体を検出したが、いずれも玉髓の充填によって形成された雄型印象化石である。属としては海生であるが、これらがはたして現地性・他地性あるいは再堆積化石のいずれであるかの判別は困難である。

沼層中部の試料N-5とN-6に共通するのは、保存状態が不良で、石灰質殻種はほとんどことごとく溶脱して、膠着質殻種のみ残存している点である。後者の場合はわずか1個体のみで環境の判定は不可能である。一方、前者では海性環境であることは判然としているが、その残存種の構成に基づくかぎり、中部大陸棚から半深海帯以深の群集のいずれとしても差し支えないものとなっている。しかし、不定要素が多すぎるので、ここでは結論を下せない。今回の調査範囲では、沼層上部に相当するN-8、N-15、N-16の3試料のみが有孔虫化石に富み、かつ保存が良好である。

3. 沼層の有孔虫の解析

沼層の岩石試料1g当りの個体数、すなわち定量有孔虫数 (foraminiferal number) を掲げると、次のとおりである。

試 料	N-5	N-6	N-8	N-15	N-16
定量有孔虫数	(0.2)	(0.01)	1555.2	928	200.8

上部の3試料より検出された有孔虫は56属99種に達する。さらにその内訳を示すと、底生種群では膠着質殻のグループを産出せず、磁器質殻種4属6種（ただし、N-8では未検出）、ガラス状石灰質殻種45属78種であり、また浮遊生種群は7属15種からなる。

このような構成をさらに詳細に見てみると、以下のような群集の様相が明らかである。

- 1) 底生種群では、*Ammonia* spp., *Elphidium* spp., *Murrayinella globosa*, *Pseudonion japonicum*, および *Lobatula lobatula* が全般に多産し、全体を通じて典型的浅海帯ないし大陸棚群集の特徴を示している。
- 2) 磁器質殻種はN-15とN-16にのみ産出している。一般に磁器質殻種は汽水域には産出せず、暖流系高塩分の水域に多い。

- 3) 群集は種の多様性に富んでおり、特に底生群では特定種が優占的に産出するような傾向は認められない。

	N-8	N-15	N-16
底生種の属数	25	24	28
種数	39	33	42
浮遊性種の属数	7	6	7
種数	10	10	11

- 4) 浮遊性有孔虫は、主として遷移帯～温帯水域に多い種の優勢な群集である。高緯度冷水域の特徴種はまったく産出せず、その反対に低緯度暖水域に広く分布する種は少数ながら産出する。
- 5) 産出表の末尾に示したP/T ratio すなわち浮遊性種個体数／総個体数の比率は、おおむね遠洋度（あるいは海岸よりの距離）の関数とみなすのが普通である。したがって大陸棚の群集相にあっては、相対的水深に読み替えることもできる。
沼層の3試料の場合は、N-8より層準が上位に移るにつれて、38.6→32.0→42.6%と変動している。絶対値としてはかなり高いが、水域により変動するので、これから直接に水深を推定することは困難である。ここでは、これらの数値が、3試料で代表される層準の間で、一旦水深が減少した後再び増加に転じたことを示すという推定にとどめておく。
- 6) 一方、浮遊性種群集の構成の変化を見ると、海洋表層部よりもやや深処に生息する傾向にあるGloborotalia属種がN-8よりN-15・N-16に向かって増加している。
このような構成の変化は、大陸棚上の生息深度領域の幅の増大、すなわち相対的深度の増加に起因するとするよりは、むしろ浮遊性有孔虫の種組成にとって本質的な外洋水の循環の強化のあらわれ、すなわち外洋性環境への移行と理解される。
- 7) 年代の判定にとって重要な浮遊性有孔虫は、すべてが現世まで生息する種である。
このうちGloborotalia truncatulinoides は化石帯N.22の基底、すなわち最近の年代測定学の結果(1990)を採用すれば約180万年前に出現した種であり、この産出によって、時代は第四紀であることは動かぬところである。

4. 結論的要約

- ・木下層より極めて少数の保存の不良な個体が産出したが、これらのみでは海成層であろうという推定が許されたにすぎない。
- ・沼層中部層準では、石灰質殻の有孔虫は溶解作用によりほとんど皆無に近く、元来の有孔虫群集の組成を推定することはできない。膠着質殻の種は上部層準にはまったく出現せず、中部層準の完全溶解を免れて残った膠着質種群は、100 m 前後の中部大陸棚あるいはより深部の群集と共通する属組成を示している。
- ・沼層上部の3層準（N-8、N-15、N-16）は、今回の調査範囲内で唯一の有孔虫化石が豊富な岩相である。

- (1) 底生種群は典型的な浅海の群集組成を示し、汽水域～潮間帯に多産する種は、相対的にN-15、N-8、N-16の順に多い。これはP/T ratioに現れた結果とよく対応し、やや深→浅→深という相対的水深変動の反映と見られる。しかし、全体を通じて外部大陸棚～上部漸深海帯にむかって増加する種群が顕著になる傾向はなく、内部大陸棚～外部大陸棚浅部の範囲内での変化、水深にして30～50 mから100～150 m程度の変化を経たと推定される。3層準間では最上位のN-16がもっとも深い水深を示す。
- (2) 磁器質殻有孔虫は、全般的に少数員にすぎないが、その産出に注目すれば、N-15、N-16は下位のN-8に比べて、高塩・高温の環境にあったことになる。換言すれば、N-8はやや湾的環境にあり、上方に向かって外洋的環境に移行した。このことは浮遊性種群の変化とよく対応している。
- (3) 全般的な有孔虫の種の組成から見て、黒潮の影響下の沿岸域の環境と推定される。
- (4) 定量有孔虫数が、ほかの層準にくらべてN-8で極めて高いのは、泥性の堆積相によると考えられる。
- (5) 年代については、*Globorotalia truncatulinoides* 出現(約180万年前)以後としか断定できない。

参考文献

- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press, Cambridge, xvi+263 p.

有孔虫化石産出表

試料	木下層		沼層		N- 8	N- 15	N- 16
	KN- 4	KH- 5	N- 5	N- 6			
分割率 処理重量 (乾燥 g)	1/1 80	1/1 80	1/1 80	1/1 80	1/512 80	1/256 80	1/64 80
◆AGGLUTINATED FORAMINIFERA (膠着質殻種)							
Ammodiscus sp.			3				
Bathysiphon? sp.			3				
Eggerella?			2				
Goessella? sp.			1				
Haplophragmoides sp.			3				
Martinottiella sp.			2				
Trochammina? sp.				1			
Subtotal	0	0	14	1	0	0	0
◆PORCELANEOUS FORAMINIFERA (磁器質殻種)							
Pseudomassilina? sp.						1	
Quinqueloculina sp.						2	
Quinqueloculina cf. costata d'Orbigny						4	
Spiroloculina angulata Cushman							1
Triloculina cf. rotunda d'Orbigny						3	2
Triloculina sp.						1	
Subtotal	0	0	0	0	0	11	3
◆HYALINE CALCAREOUS FORAMINIFERA (ガラス状石灰質殻種)							
Cibicides? sp.		1*					
Nonionella? sp.		1*					
Gyroidinoides? sp.			1*				
Ammonia beccarii (Linne)					18	30	14
Ammonia japonica (Hada)					2	10	
Ammonia takanabensis (Ishizaki)					1		1
Astrononion stelligerum (d'Orbigny)					1	1	
Bolivina robusta (Brady)					3	2	1
Bolivinita quadrilatera (Schwager)					1	2	
Brizalina capitata (Cushman)					1		
Brizalina ordinaria (Phleger & Parker)					2		
Brizalina pseudodiformis (Asano)					2		
Brizalina sp.					2		
Bulimina cf. marginata d'Orbigny					2	2	
Bulimina sp.					7		
Cassidulina carinata Silvestri					14	5	1
Cibicidoides pseudoungerianus (Cushman)					2		
Discorbinella convexa (Takayanagi)					1		
Discorbinella sp.					1		
Discorbis candeiana (d'Orbigny)					2		6
Elphidium advena (Cushman)					6	18	4
Elphidium crispum (Linne)					1	2	1
Elphidium excavatum (Terquem)					16	26	
Elphidium jenseni (Cushman)					2	10	2
Elphidium selseyensis (Heron-Allen & Earland)					4		
Euvocassidulina kuwanoi (Matoba)					2		
Euvigenerina sp.					1		
Globocassidulina subglobosa (Brady)					9		3
Globocassidulina sp.					2		2
Hyalinea balthica (Schroeter)					2		1
Lobatula lobatula (Walker & Jacob)					9	2	5

Murrayinella globosa (Millett)	6	10	17
Pararotalia nipponica (Asano)	1		1
Planulina ariminensis d'Orbigny	2		1
Protelphidium sp.	1		
Pseudononion japonicum Asano	11	15	20
Pseudoparrella naraensis Kuwano	2		
Pseudorotalia gaimardii (d'Orbigny)	2	3	
Reussella aculeata Cushman	3	7	
Reussella simplex (Cushman)	2		
Reussella spinulosa (Reuss)	4		
Stainforthia sp.	1		
Allomorphina pacifica Hofker		1	
Brizalina advena stratella Cushman		1	
Brizalina seminuda humilis Cushman & McCulloch		1	
Elphidium cf. articulatum (d'Orbigny)		7	1
Elphidium sp.		1	
Gavelinopsis sp.		2	2
Heterplepa haidingerii (d'Orbigny)		1	
Islandiella norcrossi (Cushman)		1	
Murrayinella sp.		6	1
Neouvigerina proboscidea vadenscens (Cushman)		4	
Paracassidulina miuraensis (Higuchi)		1	
Paracassidulina nipponensis (Eade)		1	
Planorbulina mediterraneanensis d'Orbigny		2	
Pseudoeponides japonicus Uchio		1	
Rosalina globularis d'Orbigny		8	
Saidovina karreriana (Brady)		2	1
Takayanagia delicata (Cushman)		1	
Brizalina striatula (Cushman)			3
Brizalina tortuosa (Brady)			1
Brizalina seminuda (Cushman)			1
Brizalina spissa (Cushman)			1
Bulimina? sp. A			5
Buliminella elegantissima (d'Orbigny)			1
Cibicidoides kullenbergi (Parker)			3
Cymbaloporetta plana (Cushman)			1
Elphidium subgranulosum Asano			17
Elphidium sp. A			10
Euvigerina juncea (Cushman & Todd)			2
Fissurina orbignyana Seguenza			1
Glabratella sp.			1
Globocassidulina kattoi (Takayanagi)			1
Hanzawaia nipponica Asano			1
Nodosaria longiscata d'Orbigny			1
Pullenia quinqueloba (Reuss)			1
Rectobolivina bifrons (Brady)			1
Rosalina sp.			1
Sagrina sp.			1
Sphaeroidina sp.			1
Stilostomella cf. hayasakai (Ishizaki)			1
Subtotal	0	2	1
		0	149
		186	141

◆ PLANKTONIC FORAMINIFERA (浮遊性種)								
Globigerina sp.	2*			1*				
Globigerina bulloides d'Orbigny					12	23	12	
Globigerina cf. calida Parker					12			
Globigerina falconensis Blow					6	3	6	
Globigerinita glutinata (Egger)					8	7	17	
Globigerinita iota Parker					2	1	3	
Globigerinoides sp.					1			
Globorotalia crassaformis (Galloway & Wissler)					1			
Globoturborotalita rubescens (Hofker)					4		4	
Neogloboquadrina incompta (Cifelli)					23	1	7	
Turborotalita quinqueloba (Natland)					25	21	47	
Globigerinoides ruber (d'Orbigny)						2	2	
Globorotalia inflata (d'Orbigny)						6	4	
Globorotalia truncatulinoides (d'Orbigny)						7		
Globorotalia unguolata Bermudez						2	4	
Globorotalia cf. scitula (Brady)							1	
Subtotal	2	0	1	0	94	93	107	
Total	2	2	16	1	243	290	251	
P/T ratio (%)	[100]	0	6.3	0	38.6	32.0	42.6	

* 印象化石ないし溶食の痕跡を示す化石

貝形虫類

石崎国熙

貝形虫と通常呼ばれている貝形虫類は、節足動物のなかの甲殻類綱の1亜綱に属し、その起源はカンブリア紀にさかのぼり、海域から陸水域にかけて、広く現生している。一般に、海生の貝形虫種は、外海と隔てられた湾域や波浪の作用や水流のあまり強くない浅海域に多産するが、深度の増加あるいは波浪や水流が強くなるにつれて、貝形虫類の種類・個体数ともに急激に減少する。

貝形虫は小型であり、一定量の試料から多数の個体をしばしば摘出し得るうえ、種あるいは種群が特定の環境と密接な関連のもとに分布している場合が多い。このため、環境解析をする際の指標として重要であると考えられる。

今回の調査では、木下・沼の両層から採集した12サンプルについて調べたが、貝形虫類は沼層の3サンプルから検出し得たにすぎない。これらの3サンプルを除くと、石灰質の生物遺骸の保存はきわめて悪く、有孔虫殻が僅かに産出したのみである。

岩石処理 (田中 智担当)

岩石試料を1cm²大に碎き、乾燥重量80gを電子天秤で秤量した。乾燥した全試料に熱湯を注ぎ、サンドバスで煮沸した。木下層の試料はこの処理だけでは岩片が28メッシュ以下にならなかったため、サンプルKN-6, KN-1については引続きナフサ法, KH-8, KH-7については硫酸ナトリウム法, KN-4, KN-3, KH-5については硫酸ナトリウム法とナフサ法を併用した (高柳編, 1978)。

スライド作成 (田中 智担当)

処理済み試料を貝形虫殻の含有量に応じて分割器で分割し、60, 80, 115 メッシュで篩った分割試料を検鏡して、貝形虫の標本をスライドにマウントした。300~400個の貝形虫殻を拾い出し、左右いずれか数の多い方の殻数によって個体数を示した。

産出状況

沼層のサンプルN-16, N-15, N-8 は貝形虫殻を多量に含み, それぞれ 80g/8, 80g/32, 80g/32 の分割試料から200 個体前後の貝形虫化石を拾い出した。これら3サンプル以外からは, 貝形虫化石は全く検出されなかった。

解析 (表1)

双眼実体顕微鏡 (倍率200以下) 下で貝形虫化石の属種を同定した。その結果, 沼層の3サンプルから30属, 54種の貝形虫化石を認定した。いろいろな海域に於ける代表的な貝形虫群集の構造は, Shannonの多様度指数によって, すでに明らかにされている (図1; Ishizaki, 1979; 石崎, 1984)。これら3サンプル中の貝形虫化石群集を同様のグラフにプロットすると (図2), 青森湾の浅海域あるいは東支那海の陸棚域の群集に近似していることが分かる。このことから, これらの貝形虫化石群集は, 浅海の堆積環境を示唆する。とくに, *Krithe* などの下部亜沿岸帯 (circalittoral zone) あるいは以深を指示する属種の産出が全く認められないことから, 上部亜沿岸帯 (infralittoral zone) の環境が示唆される。

沼層の3サンプルはいずれも非常に近似した貝形虫化石群集を産出するので, それらの示す堆積環境には大差ないと考えられる。そこで, 重要と考えられる貝形虫化石種を個別にみると, まず, サンプル N-8 ~N-15で寒冷水域を示唆する *Finmarchinella japonica* が産出する一方で, サンプル N-16 で暖水域を指示する *Loxoconcha sinensis*, *Coquimba poga* が産出し, 沼層最上部近くでの水温の上昇が認められる。しかし, いずれの種も僅かな産出を示すにすぎないので, この時期の水温変化は著しいものではなかったと考えられる。

Loxoconcha viva と *Loxoconcha uranouchiensis* についてみると, サンプル N-8 で *Loxoconcha viva* のみが産出するのに対して, 上位の他の2サンプルでは両種が産出し, しかも, *Loxoconcha uranouchiensis* の方が多産している。高知県の狭長な浦の内湾は, 内湾度の指標を査定するのに絶好の水域である。ここでは, *Loxoconcha uranouchiensis* が湾の外半部を占めているのに対して, *Loxoconcha viva* は湾の中央部からやや奥部にかけて分布している (Ishizaki, 1968)。したがって, きわめて微妙ではあるが, サンプル N-8の堆積時には, 湾の環境下にあったことが指摘される。但し, 貝形虫群集の多様性が高いこと, *Pistocythereis*, *Trachyleberis* 等の内湾域で多産する

戦略者の産出が稀であることなどから、内湾の度合いは非常に低かったと推察される。

要旨

- ・貝形虫化石は沼層の3サンプル (N-16, N-15, N-8) から多産したが、その他の9サンプルからは全く産出しなかった。

- ・沼層の3サンプルから検出した貝形虫化石群は上部亜沿岸帯での堆積を指示する。

- ・これらの貝形虫化石群集の種構成は近似しているが、堆積時のきわめて微妙な環境の違いが示唆される。

- ・サンプル N-8 層準から上位へかけての内湾の度合いの減少と N-15 層準での水温の上昇である。

引用文献

- Ishizaki, K. 1968. Ostracodes from Uranouchi Bay, Kochi Prefecture, Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.), vol. 40, no. 1, p. 1-45.
- Ishizaki, K. 1979. Study of Ostracoda from the Pliocene Ananai Formation, Shikoku, Japan. -A step toward distinguishing the sedimentary environments. Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes, p. 197-205. Serbian Geol. Soc., Belgrade.
- 石崎国熙, 1984. 貝形虫化石詳細調査. 中世古幸次郎編, 関西国際空港地盤地質調査, 37-43頁. 災害科学研究所, 大阪.
- 高柳洋吉編, 1978. 微化石研究マニュアル, 161頁. 朝倉書店.

表1 貝形虫化石産出表

沼澤産貝形虫

		種名	: N-16 OS	: N-15 OS	: N-8 OS
1	Aurila	cymba (Brady, 1869)	25(17)	07(04)	10(05)
2	Aurila	imotoi Ishizaki, 1968	08(05)	20(14)	05(03)
3	Callistocythere	cf. japonica Hanai, 1957		01(01)	
4	Callistocythere	cf. minaminipponica Ishizaki and Kato, 1976	01(01)		
5	Callistocythere	japonica Hanai, 1957	01(01)		
6	Callistocythere	reticulata Hanai, 1957	01(01)		01(01)
7	Callistocythere	rugosa Hanai, 1957		04(03)	01(01)
8	Callistocythere	undata Hanai, 1957		01(01)	01(01)
9	Callistocythere	undulatifacialis Hanai, 1957	05(03)	07(05)	
10	Coquimba	ishizakii Yajima, 1978	01(01)	02(01)	02(02)
11	Coquimba	poga Hu, 1986	02(02)		
12	Cythere	omotenipponica Hanai 1959	37(26)	31(16)	45(26)
13	Cytheroma?	sp.	01(01)		
14	Cytheromorpha	acupunctata (Brady, 1880)	04(03)	04(03)	01(01)
15	Cytheropteron	miurense Hanai, 1957	04(03)	01(01)	01(01)
16	Eucytherura	neoalae (Ishizaki, 1966)			02(01)
17	Finmarchinella	japonica (Ishizaki, 1966)		02(01)	01(01)
18	Hanaiborchella	triangularis (Hanai, 1970)	06(06)		02(02)
19	Hemicytherura	cuneata Hanai, 1957	04(03)	06(03)	01(01)
20	Hemicytherura	kajiyamai Hanai, 1957	01(01)	01(01)	
21	Hemicytherura	tricarinata Hanai, 1957	01(01)		
22	Kangarina	sp.		01(01)	
23	Loxoconcha	japonica Ishizaki, 1968	04(02)	02(01)	
24	Loxoconcha	sinensis Brady, 1869	03(02)		
25	Loxoconcha	uranouchiensis Ishizaki, 1968	37(24)	48(24)	
26	Loxoconcha	viva Ishizaki, 1968	21(12)	08(05)	25(19)
27	Loxoconcha	sp.	29(17)	11(06)	62(35)
28	Munseyella	sp.	02(01)	02(02)	03(03)
29	Neonesidea	oligodentata (Kajiyama, 1913)	03(02)	01(01)	01(01)
30	Nipponocythere	bicarinata (Brady, 1880)	43(26)	21(11)	25(14)
31	Paracypris	sp.	01(01)		
32	Paracytheridea	bosoensis Yajima, 1978	07(06)	06(06)	04(03)
33	Parakrithella	pseudadonta (Hanai, 1959)	02(01)	05(04)	19(11)
34	Pistocythereis	bradyformis (Ishizaki, 1968)	07(05)	02(01)	06(04)
35	Pistocythereis	bradyi (Ishizaki, 1968)	02(01)	02(02)	10(06)
36	Pontocythere	miurensis (Hanai, 1959)	35(18)		02(01)
37	Pontocythere	subjaponica (Hanai, 1959)	18(10)	31(18)	37(32)
38	Pseudoaurila	japonica (Ishizaki, 1968)		01(01)	
39	Pseudopsammocythere	tokyoensis Yajima, 1978		01(01)	
40	Robustaurila	sp.	02(01)	04(03)	02(01)
41	Schizocythere	kishinouyei (Kajiyama, 1913)	08(05)	06(03)	05(03)
42	Semicytherura	elongata Ikeya and Hanai, 1982	07(04)		
43	Semicytherura	henryhowei Hanai and Ikeya, 1977	02(01)	04(04)	01(01)
44	Semicytherura	miurensis (Hanai, 1957)	05(04)		
45	Semicytherura	polygonoreticulata Ishizaki and Kato, 1976		02(02)	02(01)
46	Semicytherura	sp. 20		03(02)	02(01)
47	Semicytherura	sp. 47	01(01)		
48	Spinileberis	quadriaculeata (Brady, 1880)	20(13)	03(02)	13(07)
49	Tanella?	sp.	01(01)		
50	Trachyleberis	niitumai Ishizaki, 1971?	06(04)	03(03)	02(02)
51	Trachyleberis?	sp. 14	01(01)		01(01)
52	Xestoleberis	hanaii Ishizaki, 1968	27(18)	13(09)	04(03)
53	Xestoleberis	iturupica Schornikov, 1974	09(05)	11(08)	04(03)
54	Xestoleberis	sagamiensis Kajiyama, 1913	08(04)	03(02)	02(02)
T o t a l			(265)	(176)	(200)

試料重量

80g/8

80g/32

80g/32

括弧前の数字: 総数, 括弧内の数字: 最少個体数

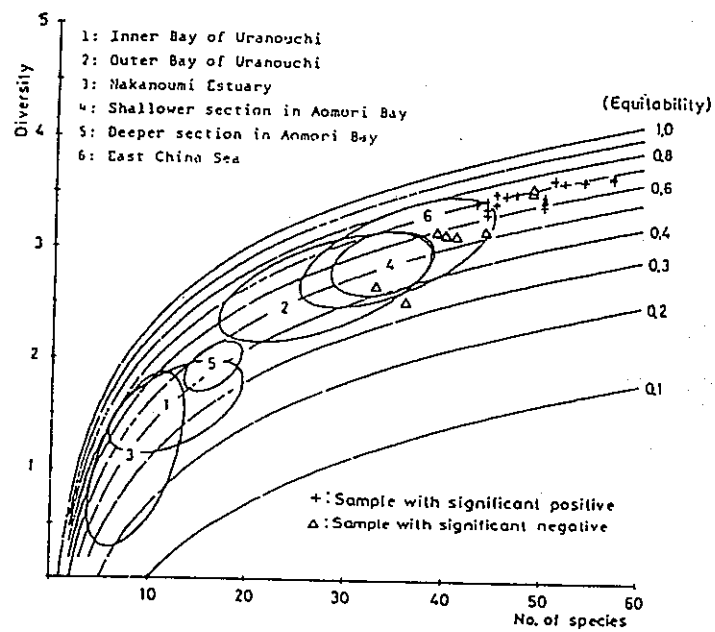


図1. 代表的な貝形虫群集の構造
 縦軸: Shannon 多様度指数, 横軸: 種数, 曲線: 均衡度

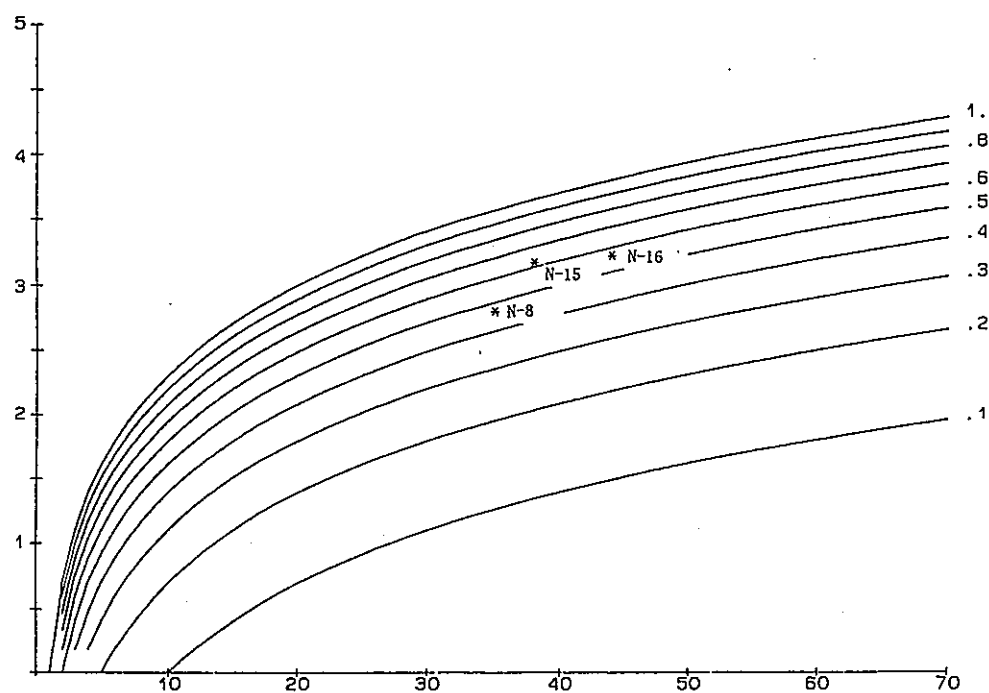


図2. 沼層の3サンプル中の貝形虫化石群集の構造
縦軸：Shannon の多様度指数，横軸：種数，曲線：均衡度

V. 分析についての結論

花粉・珪藻・有孔虫・貝形虫の各論で、それぞれの結果を記述したが、これらを総合して、本調査報告の結論とする。

1) 年代が極めて若いため、これを確定できる示準化石は元来乏しく、わずかに浮遊性有孔虫の1種 *Globorotalia truncatulinoides* の産出により、沼層が1.8 Ma (180 万年前) 以降と断定できたに過ぎない。

さらに手がかりを化石に求めるとすれば、石灰質ナノプランクトン以外ないであろう。この化石の生層準は第四系に12も認められており、平均約10万年の分解能がある。

また、連続断面においてもっと層位間隔をつめた試料採取を行って、花粉分析により古気候の周期的変動曲線を求め、それと既存の曲線との比較から層位的位置付けを行う手段も残されてはいるが、対象とする層位区間が短すぎて、このような対比による年代推定の精度にはあまり期待はできないように思われる。

2) 層序を追って、各試料ごとに微化石の産出状態を下表にまとめる。

	花 粉	珪 藻	有孔虫	貝形虫	備考
常総粘土					
KN-19	—				
-18	VR	—			海綿骨針あり
-17	VR	—			生物源物質破片多数
-14	VR				
木下層					
KN-6	VR	f	—	—	
-4	C	f	f	—	
-3	C	f	—	—	海綿骨針あり
-1	C	R	—	—	海綿骨針あり
KH-8	VR	f	—	—	海綿骨針あり
-7	R	f	—	—	海綿骨針あり
-5	R	f	f	—	海綿骨針あり
段丘堆積物					
N-17	R	R			
沼層					
N-16	R	VR	A	A	海綿骨針あり
-15	C	R	A	A	海綿骨針あり
-8	C	R	A	A	海綿骨針あり
-7	C	C	—	—	海綿骨針あり
-6	VR	C	VR	—	海綿骨針あり
-5	R	VR	R	—	海綿骨針あり
-4	R	R			海綿骨針あり
-2	R	R			海綿骨針あり

* 木下層の KN-シリーズと KH-シリーズの層位的関係は明らかでないので、単にシリーズごとにまとめる。

** f: 破片ないし印象化石 - : 無化石

A: Abundant C: Common R: Rare VR: Very Rare

空欄の部分は未検討を示す。

3) 微化石より推定される堆積環境と古気候は次のようにまとめられる。

地層 試料	堆積環境; 気候 [推定の根拠とする化石]
常総粘土	
KN-19	? ; 寒冷気候ではない [花粉]
-18	? 沿岸浅海帯 [海綿]; 寒冷気候ではない [花粉]
-17	? 沿岸浅海帯 [海綿]; 寒冷気候ではない [花粉]
-14	? ; 寒冷気候ではない [花粉]
木下層	
KN-6	? ; ?
-4	? ; ? 寒冷気候* [花粉]
-3	? 沿岸浅海帯 [海綿]; 寒冷気候: [花粉]
-1	沿岸浅海帯 [珪藻・海綿]; 寒冷気候* [花粉]
KH-8	? 沿岸浅海帯 [海綿]; 涼冷～温暖気候 [花粉]
-7	? 沿岸浅海帯 [海綿]; 涼冷～温暖気候 [花粉]
-5	沿岸浅海帯 [有孔虫・海綿]; 涼冷～温暖気候 [花粉]
段丘堆積物	
N-17	? 淡水 [珪藻]; ? 涼冷～温暖気候 [花粉]
沼層	
N-16	沿岸浅海帯～中部大陸棚 [有孔虫・貝形虫]; 温暖気候 [花粉]
-15	沿岸浅海帯～中部大陸棚 [有孔虫・貝形虫]; 温暖気候 [花粉]
-8	(内湾～) 沿岸浅海帯～中部大陸棚 [有孔虫・貝形虫]; 温暖気候 [花粉]
-7	内湾: 淡水～沿岸浅海帯 [珪藻]; 温暖気候 [花粉]
-6	内湾: 淡水～沿岸浅海帯 [珪藻]; ?
-5	内湾: 淡水～沿岸浅海帯* [珪藻]; 温暖気候 [花粉]
-4	内湾: 淡水～沿岸浅海帯 [珪藻]; ? 温暖気候 [花粉]
-2	内湾: 淡水～沿岸浅海帯 [珪藻]; ? 温暖気候 [花粉]
-1	内湾: 淡水～沿岸浅海帯 [珪藻]; ? 温暖気候 [花粉]

沼層のシーケンスについてさらにつけ加えれば、N-1 より N-7 にかけての内湾的時代を経て、N-8 から N-16 にかけての層準でいちばん顕著な海進相に移行している。N-8 はまだ下位の層準以来の泥質相であるが、有孔虫などは外海相の群集組成である。しかし、貝形虫群集では、湾中央部～やや湾奥部に分布する種がここに産出している点を考慮すれば、内湾的環境の影響がまだ残っていたと解釈できる。

水深は、泥質相より砂質相に変わった N-15 に向かって、一旦減少してから再び N-16 にかけて増加する過程をたどったが、この間の外海的環境への一方的進行を有孔虫群集の変化は物語っている。このような水深の変動は、堆積速度の変化と合わせて考察する必要がある。緩速堆積（泥質相）→急速堆積（砂質相）の変化はこの経過と対応するものと考えられる。N-16 の上位が段丘堆積物で不整合で覆われているため、その後の沼層の経過は不明であるいが、今回の調査の範囲内では、この層準が海進の極相を代表している。

温暖な気候下での海水準の上昇、碎屑物質の供給量の増加などとの平衡関係は、このシーケンスの精査を行えば明らかにされるであろう。

4) 残った問題

調査結果の考察には、少し問題が残る。要注意点は 3 の表中に (*) で示してある。

ひとつは木下層の花粉化石であって、KN-1 ～ KN-4 の分析結果は、後背地における冷温～亜寒帯の針葉樹林の発達を示している。従来の木下層堆積時代を温暖とする古気候観との矛盾から、これらを調和させるべく各論（竹内）においていくつかの可能性を挙げたが、結論は出し難い。現地における地層の同定を含めて、再検討を必要としている。

これに若干関連して、再堆積と判断される例は、沼層の有孔虫である。N-5 は石灰質殻種が溶脱してしまった残存群集からなっているが、これは中部大陸棚以深に生息する純海生種で構成されており、汽水域の群集ではない。したがって淡水～沿岸浅海帯の珪藻群集と共存していたとは考えにくく、後背地の古期の地層からの混入化石と解釈したい。

同様な例は、珪藻において顕著であり、中部中新統の示準種が調査した沼層の全試料を通じて認められている。これは珪質殻の化石が石灰質殻のものよりも溶解作用への耐性を備えているからに他ならず、再堆積化石には十分注意を要することを示している。しかしその反面、後背地の地質環境の情報源ともなりうる点は無視できないであろう。

さらに沼層の中部からほとんど石灰質微化石が産出しないのは、二次的な溶解作用の結果である可能性があり、堆積時の汽水～海水ないしは間隙水の pH 状態の反映とも考えられる。

この頁は PDF 化されていません。
内容の閲覧が必要な場合は、技術資料管理
担当箇所では原本冊子を参照して下さい。