古琵琶湖層群堅田累層の花粉分析にもとづく古気候変動

岸　　英　順*

Pleistocene climatic history around Lake Biwa, based on the pollen analysis of the Katata Formation, Shiga Prefecture, Japan

Hideyuki Kishi*

(Abstract)

The paleoclimatic history on the basis of the pollen analysis around Lake Biwa in the Early to Middle Pleistocene is presented. Samples were obtained from the Katata Formation of the Kobiwako Group, which ranges from ca. 0.6 to 0.9 Ma in age. The principal component analysis was used to interpret the palaeoclimate. The paleoclimate around the lake during sedimentation of the Katata Formation changed periodically. It was a cool temperate to subpolar climate and was cooler than present climate of this area. In the period of subpolar climate, the annual precipitation decreased. This fact suggests that the Tsushima Strait was probably closed in this period. The climate around the lake was wet in the period of cool temperate as compared with that in the Osaka district. The climatic curve for the Katata Formation represents the oxygen isotope stages 16 to 24 of Williams *et al.*

は　じ　め　に

近畿・東海地方に広く分布する鮮新・更新統のうち，下・中部更新統の古琵琶湖層群堅田累層を対象として花粉分析をおこなった．

近畿・東海地方の鮮新・更新統における花粉分析学的研究は島倉(1957,1959,1963,1964,1966)に始まる．田井(1966)は大阪市でのボーリング(OD-1)コアのサンプルを用いて大阪層群における花粉化石組成の連続的な変遷をまとめ，古気温変動曲線を導いた．古琵琶湖層群では，Fuji (1973,1975,1976a,b,1982,1983,1984,1986a,b,1988)，Fuji and Horie(1972,1977)らが琵琶湖底ボーリング(200m,1400m)コアのサンプルを用いて花粉化石組成の変遷をまとめ，古気温と古植生の解析結果を報告している．

花粉化石組成から古気候を推定する際には，共産する多種類の花粉データを総合的に判断する必要がある．従来，温量指数(吉良,1949)にもとづき花粉を特定の気温指示者としていくつかのグループに区分し，各区分に属する花粉の比率の変化から気温が推定されることが多かった．

* 名古屋大学理学部地球科学教室　Department of Earth Sciences, Nagoya University, Chikusa, Nagoya 464-01, Japan.

1992年5月1日受理

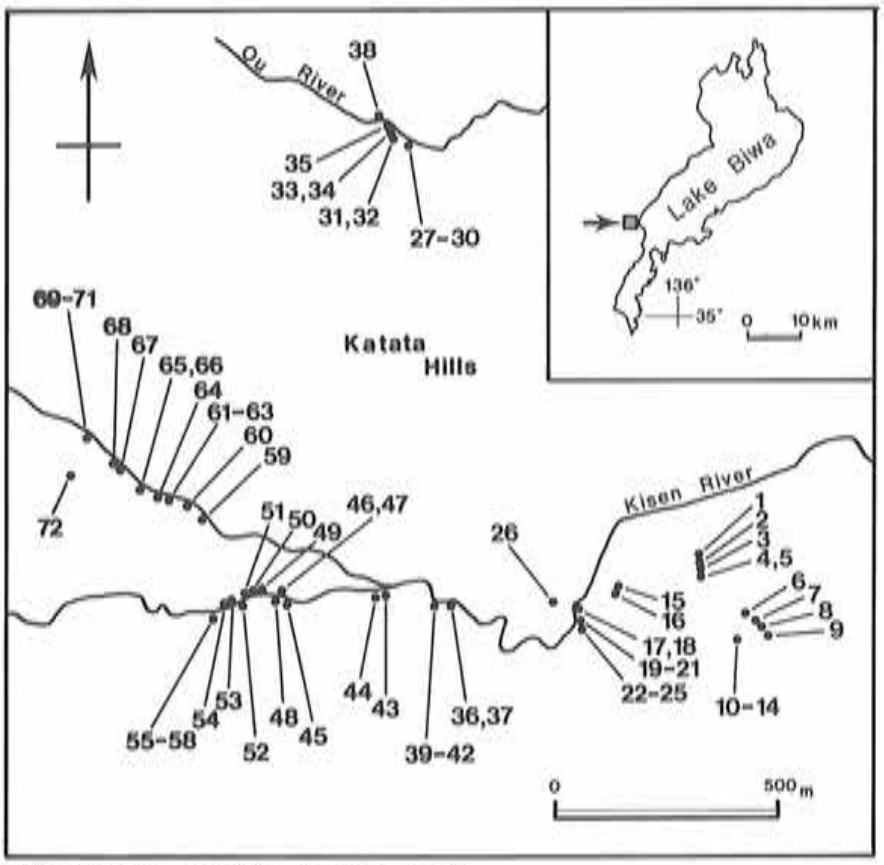


図1 試料採取位置図，試料番号：KT-1からKT-72.
Fig. 1. Locality map of sampling sites. Sample numbers : KT-1 to KT-72.

近年，古生物学の研究分野，特に形態を議論する研究分野において，データ解析の手法として多変量解析を適用することにより新たな成果が得られている．この手法は多変数・多変量のデータの相関関係を低次元の基本因子に集約するもので，事象を単純化して議論することを可能にする．本論では，多変量解析の中でも多数の対象(試料)間の相互関係を解明するのに有効な手法である主成分分析法を適用することによって，古気候の推定を試みた．また，今まであまり扱われることのなかった降水量の変化を同時に明らかにすることにより，総合的に古環境を復元することを試みた．さらに，ここで得られた陸成層にもとづく古気温の変動曲線を，同時代の海成層から得られている酸素同位体比変動曲線と対比させることにより，両者の間に高い相関関係があることを明らかにした．

地質概説および試料

調査および試料の採取をおこなった堅田丘陵は，滋賀県の琵琶湖西岸に位置する(図1)．堅田丘陵に分布する古琵琶湖層群の層序は，林(1974)によってまとめられた．また，地層中に夾在される火山灰層の岩相・岩質記載学的研究は吉川(1983)，Yoshikawa(1984)によってまとめられ，大阪層群との間で主要な火山灰層の対比がおこなわれている．本研究では林(1974)を参

考にして地質調査をおこない，当該地域の地質柱状図を作成した上で試料を採取した．なお，本論で扱う火山灰層の名称・年代等は吉川(1983)のものを使用する．花粉分析は，虹ケ丘II火山灰層の数m上位から栗原II火山灰層直上までの層厚およそ200mの地層より採取した94試料について試みた．その結果72試料より考察するのに充分な量の花粉化石が得られ，これらについて鏡下で鑑定をおこなった．なお，試料番号は下位の層準のものから順にKT-1から72とする（図1）．

花粉分析法

1．花粉化石濃集法

試料の処理はすべて次に略記するとおり統一した．

乾燥(約50g,100℃)→粉砕・篩分(60メッシュ)→KOH(10%溶液，ほぼ1日放置)→水洗→HF(55%,5時間放置)→水洗→アセトリシス処理($(CH_3CO)_2O:H_2SO_4$=9：1,10分)→$ZnCl_2$溶液(比重2.0)で比重分離→水洗→封入(グリセリンゼリー)

2．検鏡

検鏡にあたっては1層準につき花粉化石を200個体以上鑑定した．産出率は，木本花粉については*Alnus*を除く木本花粉の総数（以下P）を基数として百分率で求めた．*Alnus*と草本の花粉を基数から除いたのは，これらが局地的な生育環境を反映して，堆積時に花粉の密集しやすい性質をもつことによる．そのため，*Alnus*と草本の花粉についてはその樹種の花粉数とPとの和を基数として百分率で求めた．

鑑定は主に属レベルでおこなったが，属レベルでの区分が困難なものについては科レベルでの同定にとどめた．本研究における主要産出樹種の一つであるスギ科花粉の属レベルでの区分については，Sohma(1985)が電子顕微鏡(SEM)による形態上の分類をおこなっている．本研究では数層準においてスギ科花粉のSEMによる観察をおこなったが，そこで観られたスギ科花粉はSohmaのいう"annular ring"が明瞭な*Cryptomeria japonica*タイプのみであった．一方，光学顕微鏡下での区分については粒径にもとづくものが一般的で，それによるとスギ科の花粉の中では*Metasequoia*が最小の粒径範囲におさまり，次に小径なのは*Cryptomeria*であるとされている(Ueno,1951)．山野井(1969,1978)は両者の区分の基準として，28μm以下のTaxodiaceaeを"*Metasequoia*"，28μm以上のものを"Taxodiaceae"とした．本研究で扱ったスギ科花粉はそのほとんどが28μm以上であったことから，それらは*Cryptomeria*である可能性が高い．

一方，ツガ属花粉に関しては種レベルでの区分法が議論されている．日本におけるツガ属には*Tsuga sieboldii*と*T. diversifolia*との2種が現存する．これらの区分は従来，粒径によるもの(Ueno,1957)が適用されてきたが，両種の現生花粉の形態を観察する限りこの区分法には誤差や例外が多く，その適用には問題があると考えられる．これに対し，高原・竹岡(1989)はmarginal fringeと粒径との関係から両者を区分している．本研究では*Tsuga*の多い層準についてこの関係を調べたところ，全体的に*T. diversifolia*タイプが多く見られ，*Picea*の優勢な層準では特にその傾向が強かった．

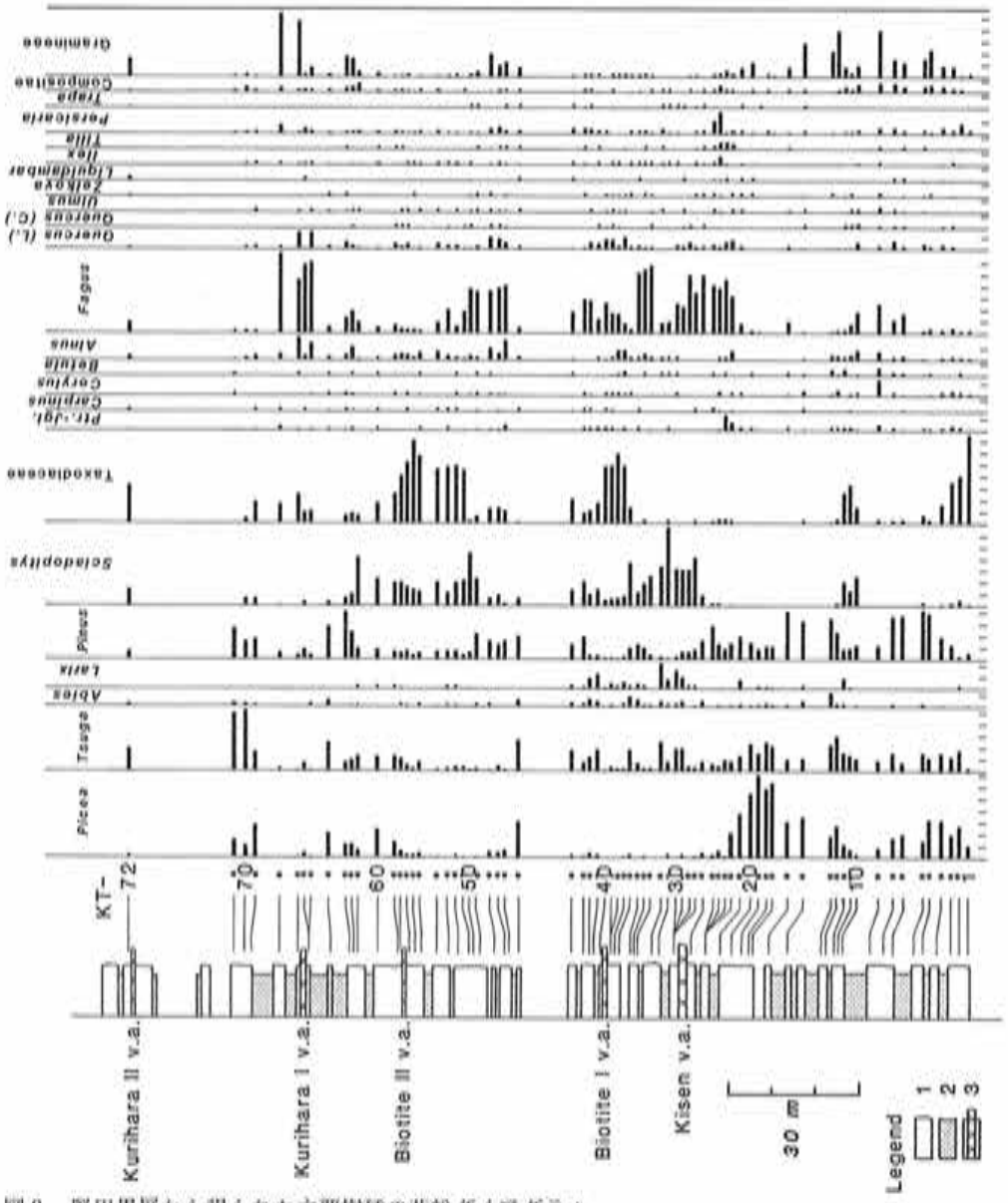


図 2　堅田累層から得られた主要樹種の花粉ダイアグラム.
Quercus (L.) : *Quercus (Lepidobalanus)*
Quercus (C.) : *Quercus (Cyclobalanopsis)*
Ptr.-Jgl. : *Pterocarya-Juglans*
スケールは 1 目盛りが10%.
＋は0.8%以下の産出率を表す.
凡例：1，シルト　　2，砂　　3，火山灰

Fig. 2. Pollen diagram showing major floral components of the Katata Formation.
Quercus (L.) : *Quercus (Lepidobalanus)*
Quercus (C.) : *Quercus (Cyclobalanopsis)*
Ptr.-Jgl. : *Pterocarya-Juglans*
rate scale : 1 div.= 10%
＋ : less than 0.8%
Legend: 1,Silt　　2,Sand　　3,Volcanic ash

花粉分析結果

各層準毎に得られた花粉化石のうち，主なものについてまとめた結果は図2に表す通りである．それらの中でも特に産出率が高い主要樹種の花粉の産出状況は以下の通りである．

Picea：KT-20付近およびそれより下位の層準で多産し，その産出率が70%を超えることもある．

Tsuga：ほとんどの層準から産出するが，特にKT-70および71において最も高率に産出し，その産出率は50%近くになる．下半部の多くの層準では10から20%と安定して産出する．

Sciadopitys：KT-27から61において多産する．KT-31で産出率が最も高く，60%を超える．

Taxodiaceae：KT-1付近，KT-40付近およびKT-55付近において高率で，産出率の変化が激しい．産出率が50%を超えることも多く，KT-1では70%に達する．

Fagus：KT-22から68において多産する．産出率が50%を超えることも多く，KT-68では70%近くになる．

考　　察

本研究で扱った堅田累層の岩相は，シルトと細粒砂岩との互層で特徴付けられる．このような岩質から，堅田累層の堆積物は岸から遠く離れた所というよりはむしろ，岸に近い水域で堆積したものと考えられる．従って堆積物中に含有される花粉はその供給地である陸地が近いため，堆積地の周囲にある植物の花粉を主体として堆積したものと考えられる．一般に花粉化石は異地性が強いが，これらの理由により，本研究で得られた花粉化石の多くは，当時の琵琶湖周辺地域よりもたらされたとみなして以下の考察を進めたい．

1．古気温の推定

花粉ダイアグラムは多変数（花粉の種類），多変量（層準）のデータよりなる．これらを基に古気温を推定する場合，各花粉種間の相互関係にもとづく基準を定め，それに従って層準毎の変遷を導く必要がある．そこで本研究では主成分分析法を用いた．主成分分析法は，相関のある多くの変数を1つまたは少数個の合成変数（主成分）に集約して表記する方法であり，多くの変数をまとめ，現象を要約するのに有効である．近年，花粉分析へもその応用が試みられている（古谷・森島, 1982，古谷, 1984）．

本研究では，産出した花粉化石の中から主要な木本10樹種を対象とし，全層準のデータを総合して解析した．

その手法を以下に示す．

1）樹種毎に標準化（$\frac{(\text{花粉産出率})-(\text{平均})}{(\text{標準偏差})}$）したデータにもとづき各樹種間の相関係数を算出する．

2）相関行列の固有値及び固有ベクトルを導く．

$Rz=\lambda z$

R：相関行列

λ：Rの固有値

大きいものから順に第1，第2，…主成分とする．

z：固有値λに対するRの固有ベクトル

但し，固有ベクトルzの大きさは1

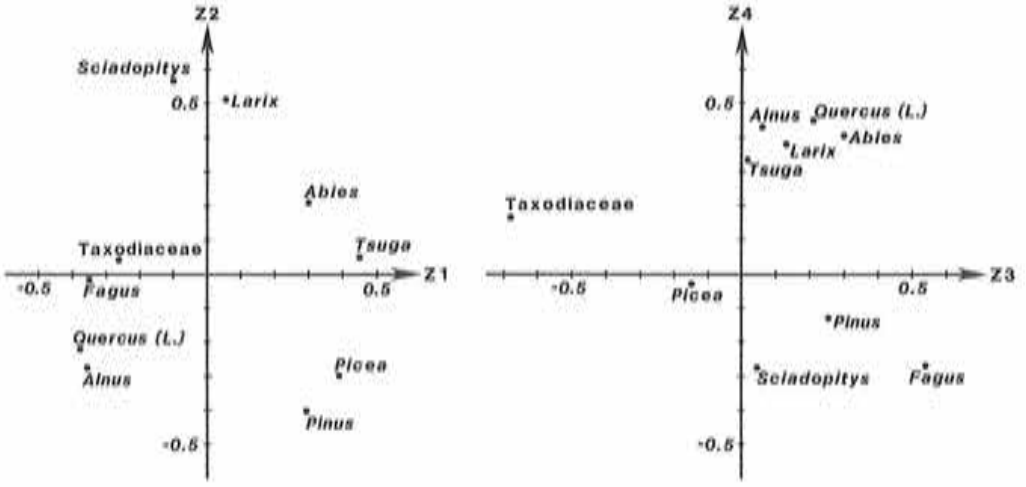


図3　第1主成分と第2主成分の固有ベクトル分布図（左）および第3主成分と第4主成分の固有ベクトル分布図（右）.

Z1 ： 第1主成分の軸
Z2 ： 第2主成分の軸
Z3 ： 第3主成分の軸
Z4 ： 第4主成分の軸

Fig. 3. Plots of the eigenvectors of the samples on components one and two (left) and components three and four (right).

Z1 ： Principal component axis one
Z2 ： Principal component axis two
Z3 ： Principal component axis three
Z4 ： Principal component axis four

3）花粉データと固有ベクトルとから総合特性値（Y）を算出する.

$$Y_m = \sum_{i=1}^{n} z_{mi} a_i$$

z ：固有ベクトル　　m ：サンプルNo.
a ：花粉産出率　　n ：サンプル総数

総合特性値（Y）は，算出に用いた固有ベクトルと同一の座標軸上に配置する.

これらの結果にもとづいて主成分の意味付けをおこない，古気温変動曲線を導く.

固有ベクトル(z)の分布を1次元座標軸上に配置することで，各変数（*Picea,Tsuga,*･･･）毎の類似度が明らかになる．即ち，この1次元座標軸上には性質の似通った樹種同士はより近くに，また逆にそうでないもの同士はより遠くに配置されることになる．ここで重要になるのが座標軸の性質である．変数の分布状態から，主成分Z 1，Z 2,･･･の座標軸の意味付けをおこなわねばならない.

Z1(第一主成分)とZ2(第二主成分)の固有ベクトル分布，Z3(第三主成分)とZ4(第四主成分)の固有ベクトル分布をそれぞれ2次元座標軸上に示したものが図3である．Z1の場合，正の側に亜寒帯性の樹種（*Picea, Tsuga, Abies*）が集合し，負の側に冷温帯性の樹種（*Fagus, Quercus(L.)*）が集合している．これは，現在の植物の気温にもとづく植生帯区分を最もよく反映している．そのためZ 1軸は気温を表す尺度と考えられ，軸上では＋側ほど寒冷，－側ほど温暖であると意味付けることができる．従って縦軸に時間軸を，横軸にZ 1軸をとった2次元座

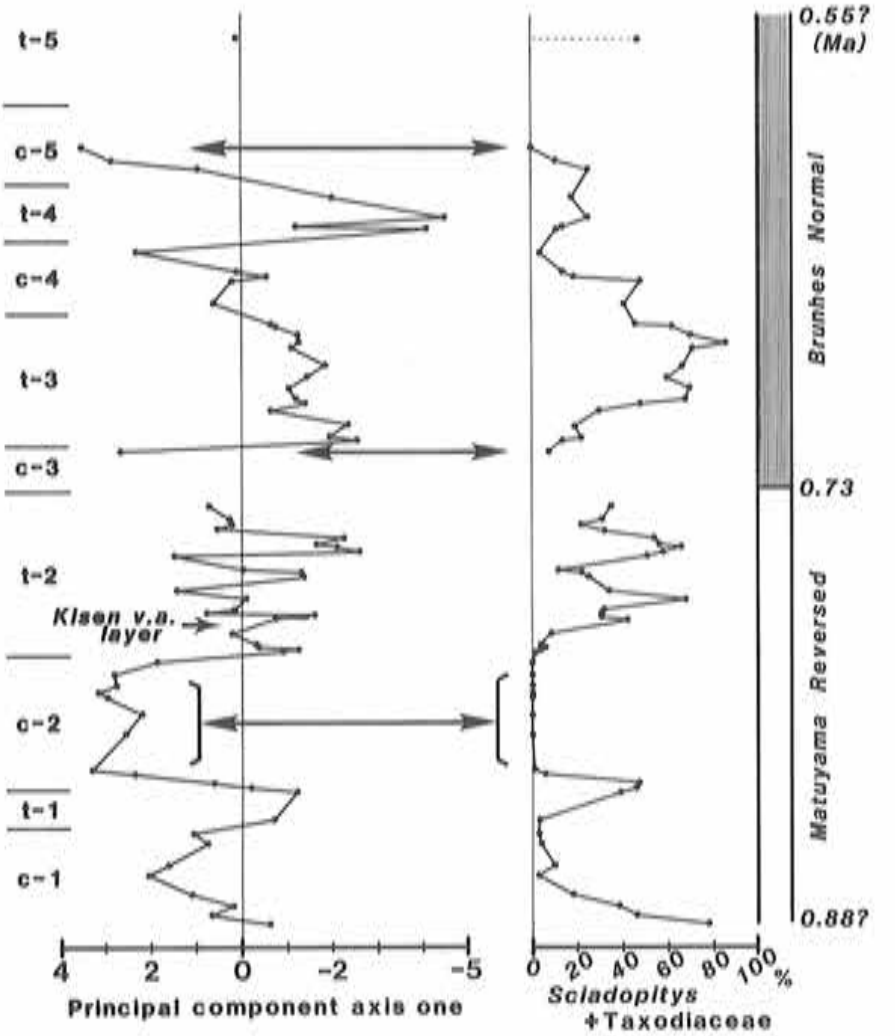


図4　主成分分析による古気温変遷（左）および降水量の変遷（右），
古地磁気層序：吉川（1983）を改変，
c-1～5 ： 寒冷期　　t-1～5 ： 冷温期

Fig. 4. The paleoclimatic change estimated by principal components analysis (left) and changes of paleo-precipitation (right).
Magnetostratigraphy : Modified from Yoshikawa (1983),
c-1～5 ： cold stages　　t-1～5 ： cool temperate stages

標軸上に第1主成分の総合特性値Yを配置し，それらを折れ線で結んだもの（図4左側）が古気温の変動曲線を表すことになる．この変動曲線中にはおよそ5周期の大きな気温変動が見てとれる．これを寒冷な時期についてc-1からc-5，冷温な時期についてt-1からt-5として分帯する．このように分帯した時の各帯の花粉組成の特徴を下位の層準のものから順に以下にまとめる．

c-1： Taxodiaceaeの急減とそれに反比例して増加する *Pinus*, *Picea* で特徴付けられる．*Tsuga* も安定して産出する．*Fagus* は低率である．

t-1：*Fagus* の増加と *Picea*, *Pinus* の減少で特徴付けられる．

c-2：*Picea*, *Pinus*, *Tsuga* といった針葉樹花粉の著しい増加で特徴付けられる．*Tsuga* は marginal fringe と粒径との比を測定することより，*T. diversifolia* が高率を占めていると考えられる．*Pinus* は *Haploxylon* タイプが多い．

t-2：*Fagus* の急増と *Picea* の急減で特徴付けられる．*Quercus(L.)* も低率ながら安定して産出し，全体を通して広葉樹花粉の比率が高い．中部で *Sciadopitys*，上部では Taxodiaceae が高率になる．

c-3：*Picea*, *Pinus*, *Tsuga* を高率に産する．広葉樹花粉は全体に低率である．

t-3：Taxodiaceae, *Sciadopitys* が高率に産出し，全層準を通じて最も湿潤な気候条件下にある．同時に *Fagus* も高率に産する．

c-4：*Picea*, *Pinus*, *Tsuga* といった針葉樹花粉が増加するが *Fagus* も産出し，針葉樹と広葉樹の混交林的な植生が推定される．

t-4：*Fagus*, *Quercus(L.)*, *Alnus* の急増で特徴付けられ，全層準を通じて最も広葉樹の優勢な植生帯である．針葉樹の産出は稀である．

c-5：*Tsuga* が非常に高率に産出することで特徴付けられる．本帯より産出する *Tsuga* はほとんどが *T. diversifolia* であり，*Picea* と共に亜寒帯性の植生を形成していたと考えられる．広葉樹はほとんど産出しない．

t-5：Taxodiaceae, *Sciadopitys* が高率に産出することと，*Fagus* が微増することで特徴付けられる．*Picea* はほとんど産出しない．

以上の結果をまとめると次のことがいえる．

図4の左側に示した古気温の変動曲線は，堅田累層堆積当時の気温がおよそ5−8万年の周期で寒暖を繰り返していたことを表しており，本研究では5回の周期を認めた．このうち相対的に温暖な時期には *Fagus* が優勢な冷温帯性の気候，相対的に寒冷な時期には *Picea* もしくは *Tsuga diversifolia* が優勢な亜寒帯性の気候となっていたと考えられる．なお，現在の琵琶湖周辺地域は暖温帯性の気候条件下にあることから，寒暖の周期はあるものの当時は全体的に現在より寒冷であったと考えてよい．

この結果にもとづき，現在の植生との比較においておよその古気温を推定してみたい．相対的に温暖な時期には，花粉分析結果より *Fagus* が優勢な冷温帯性の気候であった．*Fagus* の優勢な植生が平地までその高度を下げるのは現在では東北地方の北部，北緯40度付近である．従って当時，現在の東北地方北部付近の気温条件が琵琶湖周辺まで南下していたと考えられる．東北地方北部，秋田県・岩手県付近の現在の年間平均気温は約11℃，一方，琵琶湖周辺の年間平均気温は約14℃であるから，当時の気温は年平均にして現在よりおよそ3℃低かったと概算できる．

同様に，相対的に寒冷な時期には *Picea* や *Tsuga diversifolia* が優勢な亜寒帯性の気候であったことから，現在の北海道北部，北緯45度付近の気温条件が琵琶湖周辺まで南下していたと考えられる．北緯45度付近の現在の年間平均気温は約6℃であるから，当時の気温は年平均で現在よりおよそ8℃低かったと概算できる．

これらのことから，更新世前期から中期にかけての近畿地方北部付近は，現在より年平均8℃から3℃程低い気温条件下内で気候変動を繰り返していたと推定できる．

2．気温と降水量からみた古環境

降水量については適当な主成分が得られていない(図3)．そのため，温度適応域が広くかつ

降水量の変化に敏感な樹種である *Sciadopitys* と Taxodiaceae（塚田, 1980）との消長にもとづいて推定してみたい．これら2樹種の産出率を加算した値（以下T）の変遷は図4の右側に示す通りである．なお，その増減のパターンは同図の左側に併記した古気温の変動曲線と調和的である．

そこでこれらの両曲線がよく対応している原因を，日本海側に豪雪をもたらす要因となっている対馬暖流の挙動と関連付けて考えてみる．

堅田累層堆積時の気候は全体的に現在より寒冷であったが，そのうち相対的に温暖であった時期（t-1からt-5）の古地理は，花粉組成からみて，最終氷期中期頃のものと類似していたと考えられる．当時は現在と同様，対馬暖流の日本海への流入が活発であったとされる（大場, 1989），そのためこうした時期には温暖な対馬暖流が北西からの冬の季節風に水分を供給し，日本列島の日本海側に大量の降雪をもたらしていたと考えてよい．t-1からt-5に相当する時期においてTの値が増加する傾向にあるのは，このことを反映していると考えられる．

それに対しより寒冷な時期（c-1からc-5）には，最終氷期最寒冷期のように著しい海水面の低下により対馬海峡が閉鎖される（Ono,1984）か，もしくはそれに近い状態（大場, 1989）となっていたと考えられる．この場合，日本海に流れ込む暖流はその経路を阻まれていたか，少なくとも非常に弱められていた筈である．そのためこの時期の日本列島の日本海側は冬季の降雪が抑えられ，年間降水量も減少していたと考えられる．c-1からc-5に相当する時期においてTの値が減少しているのはこのことを反映していると考えられる．

以上の結果から，Tの値の変遷は近似的に当時の降水量変動を表しているものとみなせる．なおこの場合，Tの値が大きいほど当時の降水量は多かったことになる．このように，気温の変化による海水準の変動とそれに伴う対馬暖流の挙動の変化とが，当時の琵琶湖周辺地域の降水量に影響を与えていたものと考えられる．

大阪層群との比較

堅田累層は主に火山灰層序によって大阪層群との対比が確立されており（吉川, 1983），本研究で扱った層準は田井（1966）の *Fagus* zone に相当する．そこで地域的な差をみるために，田井（1966）の花粉分析結果と本研究の結果とを比較してみる．

主要産出樹種について比較した場合，温度変化に敏感な樹種である *Picea*, *Fagus*, *Quercus* らには両層群においてほぼ同様の産出傾向が認められる．しかし降水量の変化に敏感な樹種であると考えたTaxodiaceaeの産出には大きな相違がみられる．堅田累層では急激な増減を繰り返し，高率なときには70%を超えるのに対し，大阪層群では全体を通じてその産出が少ない．このことから，当時の琵琶湖周辺地域と大阪周辺地域とはほぼ同様の温度条件下にあったが降水量には大きな差があり，現在と同様琵琶湖周辺の方が湿潤であったことが推定される．なお，両層群の間でTaxodiaceaeの産出率に差が生じているのは，前章で対馬海峡が開いていると考えた時期にほぼ対応している．そこで，現在の自然環境との比較においてその原因を考えてみたい．

現在は対馬海峡が開き対馬暖流が流入しているため，琵琶湖を含めた日本海側は降水量に富む湿潤な環境となっている．Taxodiaceaeの生育には年間降水量2000mm以上，少なくとも1600mm以上が必要とされる（塚田, 1980）ため，琵琶湖南部付近がその生育の限界に当たり，大阪ではその生育がやや阻害されていると考えられる．従って現在のように対馬海峡の開いている時期には堅田累層の方がより湿潤でTaxodiaceaeに富むことになる．花粉分析結果に現

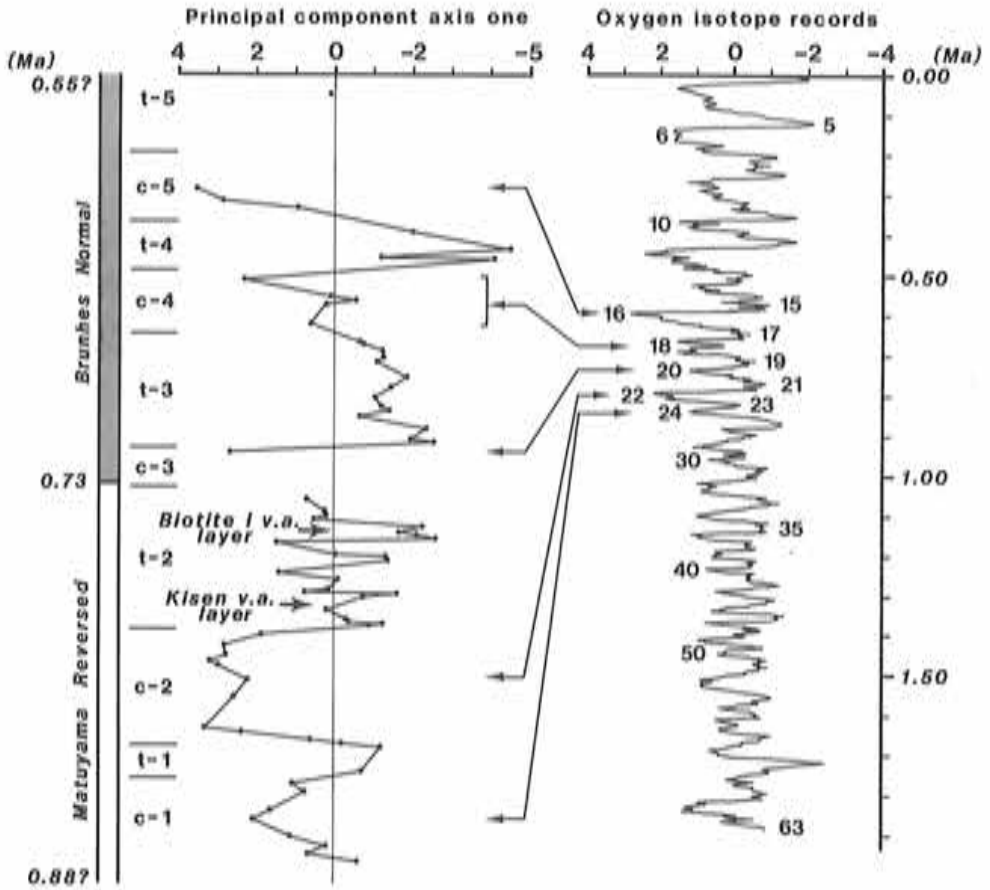


図5 花粉分析にもとづく古気温の変動曲線（左）と深海底コア中の有孔虫殻による酸素同位体比変動曲線（右）との対比図.

古地磁気層序：吉川(1983)を改変.

酸素同位体比変動曲線：Williams *et al.*(1988)を改変.

Fig. 5. The paleoclimatic change estimated by pollen analysis (left) and oxygen isotope records from deep-sea foraminifera (right).

Magnetostratigraphy : Modified from Yoshikawa(1983).

Oxygen isotope records : Modified from Williams *et al.*(1988).

れた大阪・古琵琶湖両層群間での Taxodiaceae の産出率の違いは，このことと調和的である．即ち，堅田累層堆積時，特に対馬海峡が開いていたと考えられる時期において琵琶湖周辺と大阪周辺との間で降水量が異なっていたのは，琵琶湖周辺が日本海側の気候の及ぶ限界付近に相当するという地理的条件を反映しているものと考えられる．

酸素同位体比変動との対比

深海底コア中の有孔虫殻による酸素同位体比（$\delta^{18}O$）の研究は，Emiliani(1955)に始まる．Shackleton and Opdyke(1973, 1976)は中期更新世以降の海成層のグローバルな対比法の一つとして，Stage 23（90万年前）までの酸素同位体比層序を確立した．その後，より古い時代に

まで遡った層序の確立が試みられ，その結果は Stage 1 から Stage 63 としてまとめられた (Williams *et al.*,1984 ,1988)．これは過去約190万年間の氷河量変動を表しており，地球規模での古気温変動に近似できる．そこで，これを本研究で得た花粉分析結果にもとづく古気温変動曲線と比較し，両者の関係を明らかにしてみたい．

堅田累層中の喜撰火山灰層は，フィッション・トラック年代値および古地磁気記録の結果から，およそ80万年から90万年前の堆積物であることがわかっている．従ってその直下にみられる大きな寒冷期（c-2）はこの時代の $\delta^{18}O$ 変動における最も顕著な寒冷のピーク（Stage 22）に対比が可能である．Stage 22 の絶対年代値はほぼ80万年前とされている．そこでこれと，バイオタイト I 火山灰層の数m上位にあるブリュンヌ／松山境界（Hayashida *et al.*,1978）の年代値（73万年前）とを基準にして概算すると，c-5の絶対年代値をおよそ60万年前と見積ることができる．この年代値は $\delta^{18}O$ 変動の Stage 16 付近の時代に相当する．Stage 16 は更新世中期の最寒冷期にあたり，本研究で扱った地層中の最寒冷期である c-5との対比は妥当である．これら c-2と Stage 22 および c-5と Stage 16 の 2 層準での対比を基準にすると，本研究で扱った層準は下位から，c-1の寒冷期が $\delta^{18}O$ の Stage 24 に，t-1の冷温期は Stage 23 に対比でき，以下順に Stage を対比していくと最上位の t-5が Stage 15 に対比できることになる（図5）．なおこれらの対比は堅田累層における火山灰層の研究，堆積速度から推定される地層の年代値と調和的である．

ま　と　め

古琵琶湖層群堅田累層の下半部の地層について花粉分析をおこなった．その分析結果に主成分分析法を適用し，古気温の変遷を解明した．次いで，*Sciadopitys* と Taxodiaceae との消長から当時の降水量について考察した．これらの解析結果から，古気温と古環境および海成層との対比に関して以下の諸点が明らかになった．

1．前・中期更新世の琵琶湖周辺地域の気候はおよそ5～8万年周期で寒暖を繰り返していた．しかし全般的に現在より寒冷で，冷温帯性から亜寒帯性の気候であった．なおその気温は，相対的に温暖な時期で年平均気温として 3 ℃，最も寒冷な時期では 8 ℃程度現在より低かった．

2．気温の寒冷期と降水量の減少期とがほぼ対応していることから，寒冷期には海水準が著しく低下し，対馬海峡が閉鎖されていたか，もしくはそれに近い状態になっていた可能性が高い．

3．琵琶湖周辺地域と大阪周辺地域とは，ほぼ同じ温度条件下にあったにもかかわらず，年間降水量が大きく異なっていた．この差は，琵琶湖周辺が日本海側の気候の及ぶ限界付近に相当するという地理的条件にもとづくものである．

4．花粉分析結果にもとづいて導いた古気温の変動曲線は，深海底コアの酸素同位体比（$\delta^{18}O$）にもとづく汎世界的な気候変動と対比できた．即ち，本研究で扱った地層は $\delta^{18}O$ の Stage 15 から24（Williams *et al.*,1988）に対比される．

謝　　辞

本研究を進めるにあたっては，名古屋大学理学部地球科学教室の糸魚川淳二教授に終始御指導頂き，粗稿を読んで頂いた．山形大学教養部地学教室の山野井徹教授には花粉分析の御指導

を頂くと共に貴重な御助言を賜り，また粗稿を読んで頂いた．名古屋大学地球科学教室の小澤智生助教授，森 忍博士，齊藤 毅氏には貴重な御助言を賜るとともに議論をして頂いた．大阪府立西浦高等学校の林 隆夫氏には現地調査を手伝って頂いた．豊橋市自然史博物館の松岡敬二氏には御助言を頂くとともに，励ましを受けた．以上の方々に深く感謝の意を表する．

引 用 文 献

Emiliani, C.(1955), Pleistocene temperatures. *Jour. Geol.*, **63**, 538-578.

Fuji, N.(1973), Changes of climate during the Wisconsin stage based on palynological study of 200 meters core samples of Lake Biwa in Japan. *Proc. Jap. Acad.*, **49**, 737-741.

———(1975), Climatic change of the Wisconsin stage in the Japanese Islands from the viewpoint of palynological reserch. *In*: Horie, S.(ed.), *Paleolim. Lake Biwa Jap. Pleisto.*, **3**, 321-353.

———(1976a), Palaeoclimatic and palaeovegetational changes around Lake Biwa, Central Japan during the past 100,000 years. *ibid.*, **4**, 316-356.

———(1976b), Palynological investigation on a 200-meter core samples from Lake Biwa in Central Japan. *ibid.*, **4**, 357-421.

———(1982), Chronostratigraphical subdivision of the Postglacial deposits in the Japanese Islands. *Striae*, **16**, 24-35.

———(1983), Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, Central Japan. I : The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the last 600,000 years. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.132, 230-252.

———(1984), Pollen Analysis. *In*:Horie, S.(ed.), *Lake Biwa, Monographiae Biologiae*, **54**, 497-529, W. Junk Publishers, Dordrecht.

———(1986a), Global correlation on the palaeoclimatic change between Lake Biwa sedimentary evidence and other marine and terrestrial records. *Proc. Jap. Acad., Ser.B*, **62**, 1-4.

———(1986b), Palynological study of 200-meter core samples from Lake Biwa, Central Japan. II : The palaeovegetational and palaeoclimatic changes during the ca. 250,000-100,000 years B.P., *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no.144, 490 -515.

———(1988), Palaeovegetation and palaeoclimate changes around Lake Biwa, Japan during the last CA.3 million years. *Quarternary Science Reviews*, **7**, 21-28.

——— and Horie, S.(1972), Palynological study on 200 meters core samples of Lake Biwa in Japan. *Proc. Jap. Acad.*, **48**, 500-504.

——— and ———(1977), Palynological study of a 200-meter core sample from Lake Biwa, Central Japan. I : Palaeoclimate during the last 600,000 years. *Proc. Jap. Acad.*, **53**, 139-142.

吉谷正和(1984), 花粉化石調査（泉州沖関西国際空港海底地盤の花粉層序）,「関西国際空港海底地盤地質調査」, 災害科学研究所, 91-116.

———・森島和之(1982), 微化石・岩石調査データの多変量解析と問題点, 情報地質, **7**, 1-10.

林 隆夫(1974), 堅田丘陵の古琵琶湖層群, 地質雑, **80**, 261-276.

Hayashida, A., Sasajima, S. and Yokoyama, T.(1978), The Brunhes/Matuyama Polarity Epoch Boundary in the Kobiwako Group on the west coast of Lake Biwa, Central Japan. *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, **5**, 55-64.

吉良龍夫(1949)，気候区分の基礎問題，生物科学，1巻4号，193-199．

大場忠道(1989)，日本海の環境変化－過去8.5万年の歴史－，科学，59(10)，672-681．

Ono, Y.(1984), Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan. *Chirigaku Hyoron (Geographical Review of Japan)*, 57(1), 87-100.

Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D.(1973), Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

——— and ———(1976), Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 : Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am., Memoir* 145, 449-465.

島倉巳三郎(1957)，本邦新生代層の花粉層序学的研究II，二上層群原川累層，奈良学芸大学紀要，7(2)，35-42．

———(1959)，本邦新生代層の花粉層序学的研究III，神戸累層および明石累層，同上，8(2)，65-75．

———(1963)，本邦新生代層の花粉層序学的研究VII，地獄谷累層，同上，11，13-24．

———(1964)，本邦新生代層の花粉層序学的研究VII，奄芸・曽爾・都介野の各層群，同上，12，37-50．

———(1966)，本邦新生代層の花粉層序学的研究IX，古琵琶湖層群，同上，14，25-39．

Sohma, K.(1985), Uncertainty in identification of fossil pollen grains of Cryptomeria and Metasequoia. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 4th ser.(Biology)*, 39, 1-12.

田井昭子(1966)，大阪市におけるボーリング（OD-1）コアの花粉分析（1），（2）－近畿地方の新期新生代層の研究V－，地球科学，no.83，25-33；no.84，31-38．

高原　光・竹岡政治(1989)，近畿地方における後期更新世のツガとコメツガの垂直分布（演旨），第36回日本生態学会大会講演要旨集，p.334．

塚田松雄(1980)，杉の歴史：過去一万五千年間，科学，50(9)，538-546．

Ueno, J.(1951), Morphology of Pollen of Metasequoia, Sciadopitys and Taiwania. *Jour. Inst. Polytechn. Osaka City Univ., Ser. D*, 2, 22-28.

———(1957), Relationships of genus Tsuga from pollen morphology. *ibid.*, 8, 191-196.

Williams, D. F., Thunell, R. C. and Mucciarone, D.(1984), Toward a new oxygen isotope chronostratigraphy of early to middle Pleistocene deep-see sediments. *Geol. Soc. Am., Abstr. with Programs*, 16, 694.

——— and ———, Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I.(1988), Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record:0-1.88 m.y.B.P. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 64, 221-240.

山野井徹(1969)，現生および化石花粉の粒径－とくに薬品処理との関係について－，日本花粉学会誌，no.4，11-16．

———(1978)，男鹿半島における新第三系の花粉層序，地質雑，84，69-86．

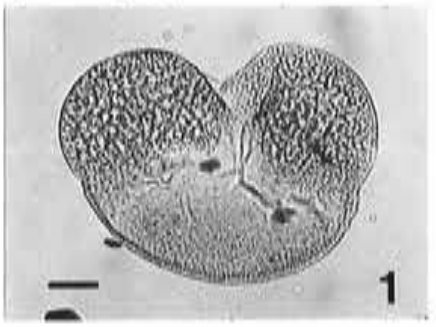
吉川周作(1983)，大阪層群と古琵琶湖層群の火山灰層の対比，地団研専報，no.25，45-61．

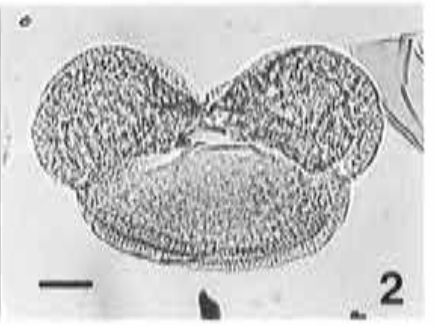
Yoshikawa, S.(1984), Volcanic ash layers in the Osaka and Kobiwako Groups, Kinki District, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 27, 1-40.

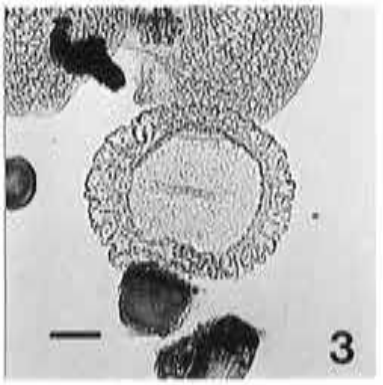
Plate 66

1. *Picea* , KT-17.
2. *Abies* , KT-39.
3. *Tsuga* , KT-59.
4. *Larix* , KT-39.
5. *Pinus* , KT-48.
6. *Sciadopitys* , KT-31.
7. Taxodiaceae , KT-39.
8. *Fagus* , KT-65.
9. *Alnus* , KT-39.
10. *Quercus (Lepidobalanus)* , KT-10.
11. *Liquidambar* , KT-23.

scale bar : 20μm

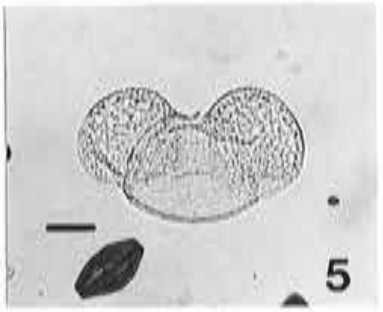

1

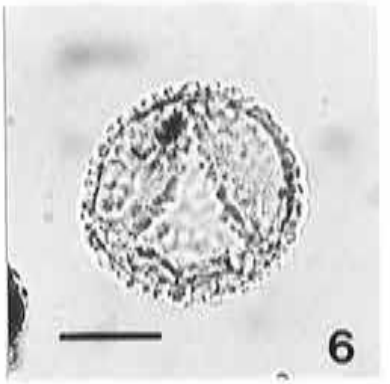

2

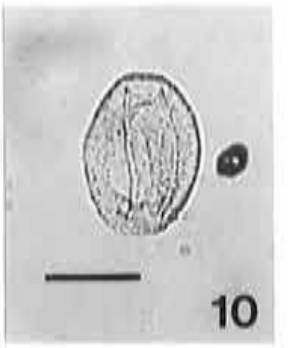

3

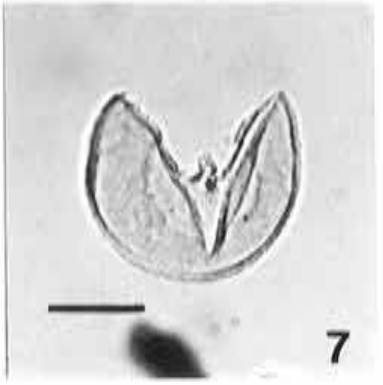

4


9


5


6


10


7


8


11