



鮮新・更新統の境界問題

- 中国黄土層・泥河湾層・深海堆積物を中心に -

前章では、中国東部陸・海域の鮮新統・更新統について、中国の研究者たちの研究成果を紹介し、西南日本と中国大陸の陸橋問題を説明しましたが、その中で、鮮新統・更新統境界については問題が残されていると述べました。中国の第四紀層の標準層は風成の中国黄土層であり、また、中国の鮮新・更新統の標準層は河湖成の泥河湾層です。それで、この章では、やや専門的になりますが、まず中国黄土層と泥河湾層について、つぎに深海堆積物層について説明し、鮮新統・更新統境界問題について触れておきたいと思えます。

中国黄土層

中国黄土層は、北緯29～49度に分布していますが、北緯34～41度の甘肅省蘭州付近から寧夏回族自治区、陝西省、山西省西部にかけての地域に広がっている黄土高原に最も良く発達していて、その最大層厚は200m以上に達しています(図5・1)。

《中国黄土層の研究史》

ドイツのリヒトホーフエン(李希霍芬)が、中国の黄土層(レス層)とライン川流域のレス層とを比べて、両層が同じ特徴をもった風成層であることを明らかにしたのは、1877(明治10)年のことです。そのご、スウェーデンのアンダーソン(安特生)が、北京政府の顧問として、1914～25(大正3～14)年の11年間、中国の地質学・考古学的調査研究に従事して、その集大成を、32(昭和7)年に一般向けに『黄土人形(スウェーデン語)』として出版しました。同書の日本語版が松崎寿和訳の『黄土地帯』です。アンダーソンは、「黄土層(更新統)はカタツムリ、ダチョウの卵、ゾウなどの化石を産出し、赤色の三趾馬粘土層(鮮新統)をおおっている」と述べています。

中国科学院地質研究所に中国最初の第四紀研究室が設立されたのは、1954年のことです。53年には、三門峡水庫計画が開始され、劉東生(中国科学院)ら中国の第四紀研究者は、黄河中流の黄土の包括的調査研究に従事しました。58年までに黄土高原の10ヶ所の主要な地質断面、58～61年には黄土高原の外側の山東

・青海・河北省の黄土を調査して、中国の黄土分布図が作成されました。

1961年の第6回 I N Q U A (国際第四紀研究連合)大会(ポーランド)に参加するにあたって、劉東生らは、中国科学院の李四光副院長の指導のもとに、中国黄土層を、上位より、次生黄土層(完新統)・馬蘭黄土層・離石黄土層・午城黄土層の4層に分けました。これらの4層のうち、次生黄土層と馬蘭黄土層(原生黄土層)は、23(大正11)年に、アンダーソンが命名したものです。馬蘭是北京の西方約50km、離石は山西省中西部、午城も山西省中西部(離石の南約110km)にあります。

劉東生らは、1953年からの約10年間の調査・研究の成果として、64～66年に『第四紀地質問題(中国文)』・『黄河中流黄土(中国文)』・『中国の黄土堆積(中国文)』・『黄土の物質成分と結構(中国文)』を、そのごの約20年間の研究成果としては、85年に『黄土と環境(中国文、英文)』を出版しています。また、王永火(西北大学)と宋漢良(新疆石油管理局)は、83年に出版した写真集のなかで、岩漠・礫漠・沙漠(砂漠)・黄土が、一連のものであって、卓越風の風上から風下に向かって、岩漠・礫漠・沙漠(砂漠)・黄土の順に、分布していることを明らかにしています。

《中国黄土層の研究の発展》

西安北方約200kmの洛川地域の黄土高原の黄土層は、57年以来調査されてきました。洛川地域の黄土層は、一連のよく連続する黄土・古土壌サイクル[氷期(黄土)・間氷期(古土壌)サイクル]から構成されていて、中国黄土層を代表するものの一つです。劉東生らは、80年に、洛川の大露頭で黄土断面を詳しく調査し、さらにボーリングによってコア試料を連続的に採取しました。洛川では、谷底に露出する基盤岩は三疊紀の砂岩・砂質頁岩で、基盤岩を不整合におおう紅粘土層の厚さは5～10mから最大で30～40m、紅粘土層(鮮新統)の上には、下位より午城黄土層・離石黄土層・馬蘭黄土層(更新統)と黒炉土層(次生黄土層、完新統)がかさなっています。各黄

土層の層厚は、午城黄土層が40～50m、離石黄土層が約70m、馬蘭黄土層が10m以下、黒炉土層が約1.5mです。

洛川の黄土層の古地磁気層序については、ヘラー・劉東生が1988年に、笹島貞雄・王永火らが1983・84年に、劉東生らが85年に研究結果を報告しました。そのご、89(平成1)年8月には、安芷生・クラ・劉東生が、論文「洛川黄土地層学(中国文)」を公表して、地磁気極性逆転、磁化率と気候、黄土層のL・S(黄土・古土壌)サイクル、洛川黄土層の標準層序、黄土層の磁化率と深海気候記録との対比について研究・考察し、洛川黄土層の総括をおこなっています。

私は、『大阪層群』(市原編著、1993年)のまとめの章で、安芷生らの「洛川黄土地層学」の層序にもとづいて、大阪層群と洛川黄土層・深海堆積物層との対比をこころみました(図5・2)。大阪層群と中国黄土層の対比の大枠は、古地磁気層序にもとづいています。そして、その細部の対比では、大阪層群・段丘堆積層・沖積層の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバ)と中国黄土層のL・S(黄土・古土壌)サイクル、とくにアデクなどの常緑広葉樹遺体を産出して温暖気候を示すMa8層と磁化率が最も高く温暖気候を示すS5層最上部の対比と、グイマツなどの針葉樹遺体を産出し寒冷気候を示すMa6層・Ma7層間の層準と磁化率が低く寒冷気候を示すL6層上部の対比を重視しました。

洛川地域以外でも、つぎつぎに厚い黄土断面が発見されて、中国の黄土層の研究はさらに進展中です。クラは、87年に、洛川の黄土断面(層厚約130m)、西安北西約200kmの西峰の黄土断面(層厚約180m)、西安付近の劉家坡の黄土断面(層厚約110m)について総括をしました。また丁仲礼・劉東生は、新たに発見された西安西方約160kmの宝鶏の黄土断面(層厚約160m)、西安南東の段家村の黄土断面、西安東方約60kmの渭南の黄土断面を調査・研究し、露出が最も良い宝鶏の黄土断面を基準にして、89年3月・90年に、中国黄土

層の層序とその研究の新たな進展をとりまとめました(図5・1, 図5・3)。丁仲礼・劉東生のまとめにしたがって説明しましょう。

各地域の中国黄土層の対比に最も役に立つ厚い鍵層は、離石黄土層下部の最上位のS5層、同中位のL9層と同最下位のL15層です。S5層(第5古土壤層)は古土壤層、L9層(第9黄土層)は第1粉砂層(第1砂質黄土層)とよばれている黄土層、L15層(第15黄土層、約120万年前)は第2粉砂層(第2砂質黄土層)とよばれている黄土層です。また、L15層より下位の午城黄土層の対比に役立つ厚い鍵層は、L24・L27・L32の3層の黄土層です。宝鷄・西安(段家村)の黄土断面では、37層の古土壤層(S0, S1, S2-I・II, …… S5-I・II, …… S9-I・II, …… S32層)と33層の黄土

層(L1, …… L33層)が、また渭南の黄土断面でも、露出のない層準を除いて、S5, L6, …… S32, L33層の各古土壤・黄土層が認められています。

洛川・西峰の黄土断面では、L15層より下位の午城黄土層の従来の区分(W・WL)が問題です。図5・3に示されているように、WS1層はS15~S23層、同WL1層はL24層、同WS2層はS24~S26層、同WL2層はL27層、同WS3層はS27~S31層、同WL3層はL32層に相当しますが、S32・L33層が洛川・西峰にあるかどうかは明らかではありません。しかし、最近の研究によれば、S32・L33層は、肉眼での識別はむつかしいが、紅粘土層の上部に含まれているそうです。なお図5・3の洛川の午城黄土層のWS・WL3

区分は、安芷生らの89年8月の区分(図5・2の洛川の地質柱状図)では、WS・WL4区分となっているので注意してください。

《中国黄土層の層序のL・S(黄土・古土壤)サイクル区分》

さて、中国黄土層の基準である宝鷄黄土断面では、ブリュンヌ・松山境界はL8層下部、ハラミロ正磁極亜帯はL10層とL12層の間、オールドバイ正磁極亜帯はL25層中下部とL27層最上部の間、松山・ガウス境界はL33層下部(黄土層基底の上位40cmの層準)にあります。松山・ガウス境界は248万年前と見つもられ、宝鷄断面では、黄土層の基底の年代は250万年前と考えられています。段家村と渭南の黄土断面の古地磁気層序も、宝鷄断面の研究結果と一致するそうです。このように中国の黄

図5・1 - 黄土高原、山西地溝・盆地地域とそれらの周辺地域の概略図

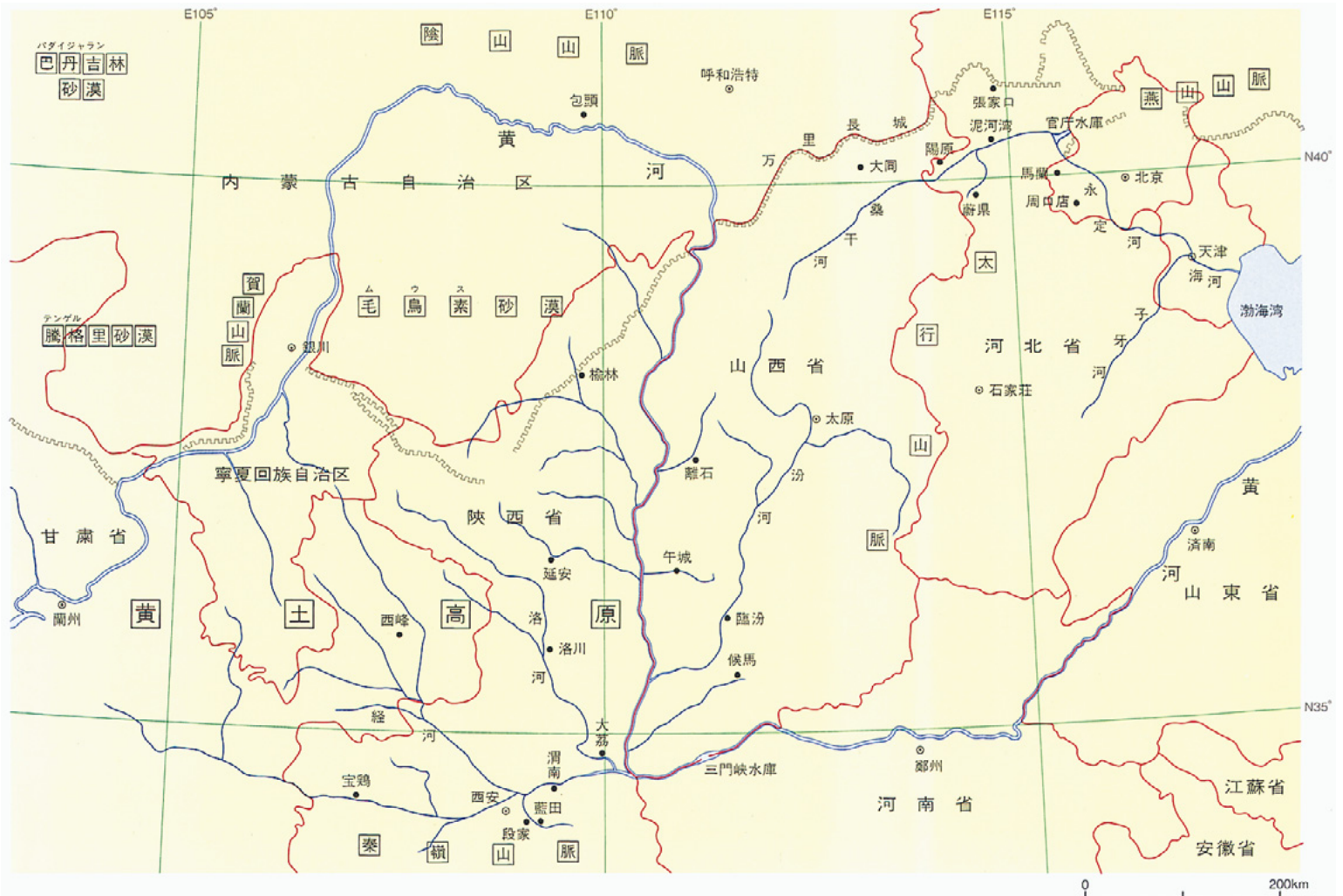
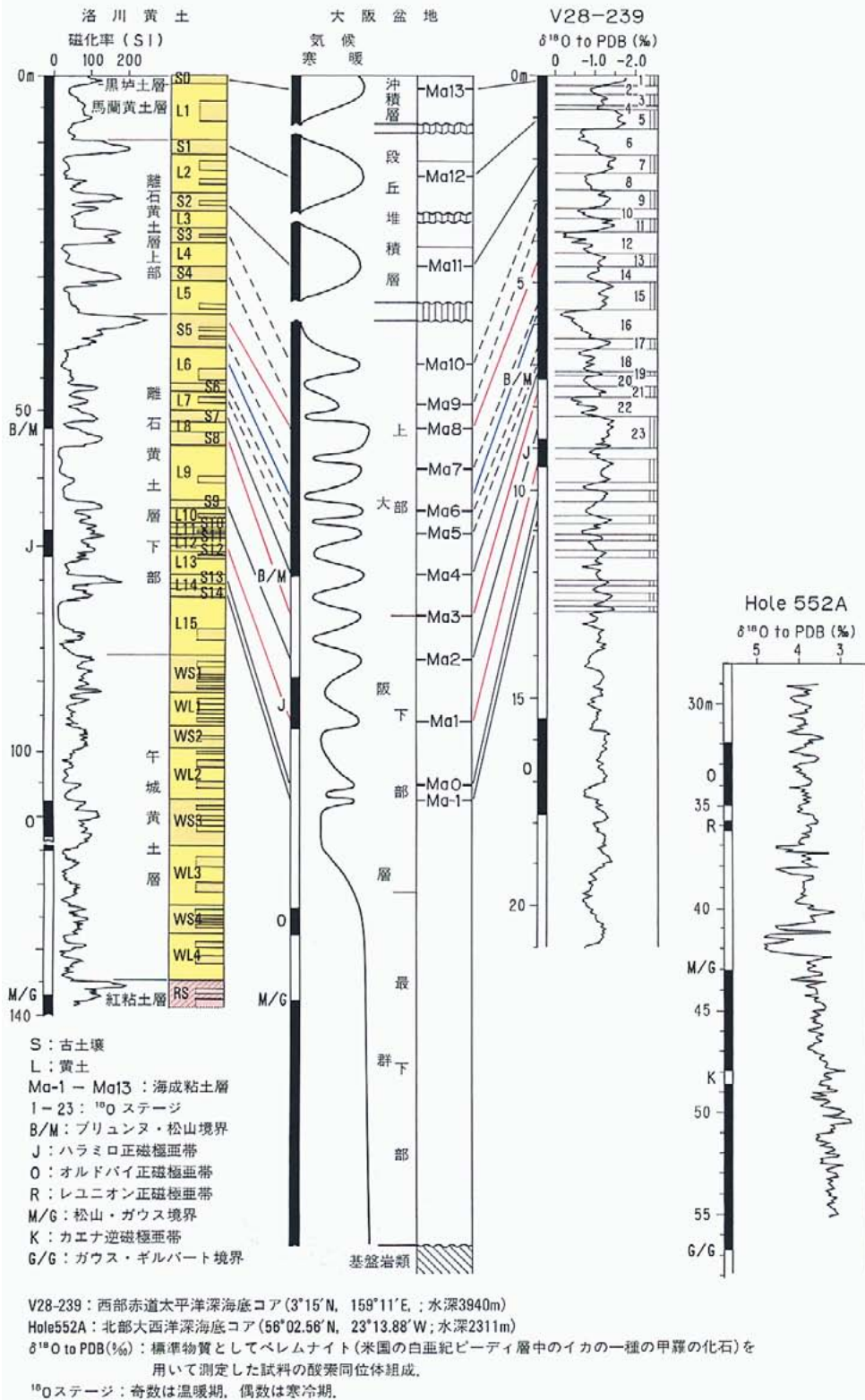


図 5・2 - 洛川黄土と大阪層群・深海堆積物の対比

〈市原 実, 1993年〉



土層は、37の黄土・古土壤サイクルに、37の黄土・古土壤サイクルは、74のステージといくつかのサブステージに分けられています。

黄土・古土壤サイクルすなわち気候変化には、10万年を周期とする振幅の大きな変化と、約4万年と約2万年を周期とする振幅の小さな変化があることも明らかになっています。ただ洛川と西峰の黄土断面では、松山・ガウス境界が紅粘土層最上部にあって黄土層基底の年代は240万年前、また西安付近の劉家坡では、松山・ガウス境界が黄土層基底の上位7mの層準にあって、黄土層基底の年代は266万年前と推定されていて、まだ問題も残されており。しかし中国北部の気候は、砂漠の拡大と黄土の堆積が示しているように、約250万年前に、温暖から寒冷へと大きく変化しました。丁仲礼・劉東生は、「したがって、中国黄土層の基底を鮮新統・更新統境界とするのが合理的である」と述べています。

中国の黄土層の区分には、従来、上位より、黒炉土層・馬蘭黄土層・離石黄土層・午城黄土層のほかに、L(黄土)・S(古土壤)・WL(午城黄土)・WS(午城古土壤)の黄土・古土壤サイクルが用いられてきました。丁仲礼・劉東生が、中国黄土層を、全層準にわたって、L(黄土)・S(古土壤)サイクルにもとづいて区分したのは、地球規模の鮮新世以降の気候変化に関する今後の研究に対応するためでしょう(図5・3)。

そのご、1992年に、鄭洪波・安芷生・シヨウ・岳楽平は、西安南東方の藍田県段家坡村の地質断面の研究結果を報告しました。段家坡の地質断面は、前述した丁仲礼・劉東生の段家村の地質断面と同地域に位置しているようです(図5・1)。段家坡断面では、プリュヌヌ・松山境界は断面の上限より48.7mのL8層中下部に、オルドバイ正磁極帯は同102.5~107.3mのL26層中部~L29層最下部に、松山・ガウス境界は同133.5mのL38層中下部に、黄土層と藍田層(紅粘土層、鮮新統)の境界は同135mのL38層下限に、ガウス・ギルバート境界は同147.5mの藍田層中に、基

盤岩(砂岩)をおおう藍田層の基底は同195mのギルバート逆磁極帯下限付近にあります。鄭洪波らの研究は、黄土・古土壤サイクルがL38層(午城黄土層=S15~L38層)まで拡大されること、黄土層の下限が約250万年前であること、藍田層(紅粘土層)が約250万~約500万年前の地層であること、藍田層と黄土層の間に時間間隙がないことを示しています。

泥河湾層

河北省北西部・山西省北部の桑干河流域から、同省中部・南部の汾河流域にかけての地域には、鮮新世以降の堆積盆地である大同・陽原・蔚県盆地、太原盆地、臨汾・侯馬盆地が連なっています。そして、これらの盆地は一括して山西地溝・盆地系とよばれています。大同・陽原・蔚県盆地の河湖成の鮮新・更新統が泥河湾層であり、太原盆地や臨汾・侯馬盆地にも泥河湾層相当層が分布しています。汾河が南に流れて黄河に合流するのに対して、大同・陽原盆地を流れる桑干河は、山西省北部に源を発して、大同付近から東流し、河北省北西部の陽原をへて、小渡口で蔚県からの壺流河をあわせて、泥河湾をへて、北京北西約80kmの官庁水庫に流入して、永定河となって南西流して、北京西郊の蘆溝橋をへて、天津にいたって、海河となって、渤海湾にそそいでいます。泥河湾は、北京から約180kmと比較的近距離に位置しています(図5・1)。

《泥河湾層の研究史》

バーボアは、1924(大正13)年に陽原・蔚県盆地を調査して、三趾馬紅粘土層をおおい黄土層におおわれている河湖成層を、泥河湾層と名づけて、同層を上部鮮新統としました。そのご、30(昭和5)年には、テラール・ド・シャルダンらが、泥河湾層の哺乳動物化石を泥河湾動物群と名づけて、同動物群を北イタリアのヴィラフランカ層(陸成層)のヴィラフランカ動物群に対応するものとしてしました。このようなわけで、中国の地質学者は、泥河湾層を中国北部の鮮新・更新統の模式層とみなしてきました。

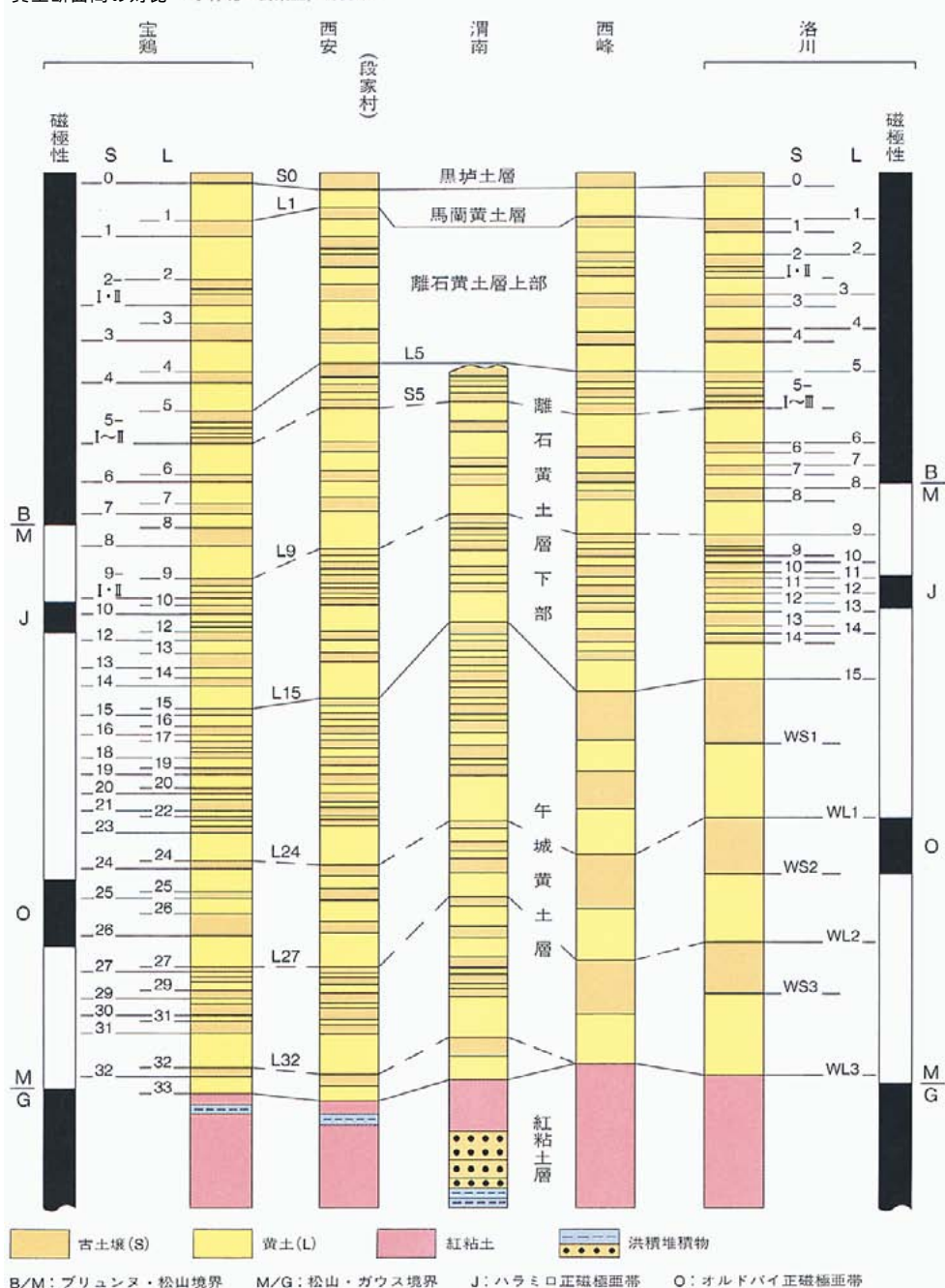
大同・陽原・蔚県盆地の泥河湾層は、ほぼ水

平に堆積し、地表調査では、その層厚は150m内外であるにすぎません。しかし、ボーリングによれば、大同付近では基盤岩(白亜紀層)が1218m深、蔚県付近では基盤岩(ジュラ紀層)が710m深にありますから、泥河湾層は、大同・陽原・蔚県盆地の中心部では地下深部にまで伏在しているようです。最近10数年間の層序、古生物、古地磁気層序などの

研究によって、泥河湾層は鮮新世~更新世中期の地層であることが明らかになりましたが、鮮新統・更新統境界をどこに引くかが問題として残されています。

泥河湾層の層序、古地磁気層序、哺乳動物群、鮮新統・更新統境界については、楊子賡・林和茂の91・93(平成3・5)年の『中国東部の第四紀進程と国際対比(英文・中国文)』にも

図5-3 宝鷄黄土断面における黄土層の黄土・古土壤サイクルと古地磁気極性、および中国の主要な黄土断面間の対比 (丁仲礼・劉東生, 1989年)



とづいて説明しましょう(図5・4)。

《泥河湾層の層序と古地磁気層序》

従来、泥河湾層の層序学的研究は、数~10km以上も離れているいくつかの地質断面をよせ集めた複合地質断面にもとづいて、おこなわれてきました。しかし、1つの地質断面で見られるある地層境界を他の地質断面まで追跡するのは非常に困難でした。この困難の解消に役立ったのが、李華梅ら(82年)の古地磁気層序の研究、湯英俊ら(83年)と劉錫清(89年)の古地磁気層序にもとづく哺乳動物群の研究

です。これらの研究は、図5・4の骨組みと

《三趾馬紅土層・泥河湾層・小渡口層の哺乳動物群》

つぎに、三趾馬紅土層(鮮新統)、泥河湾層(鮮新・更新統)と小渡口層(中部更新統)の哺乳動物群について説明します(図5・4)。

西窯子動物群：

三趾馬紅土層・大紅溝層からは、歩氏(ブラッキー)羚羊，中華大羚，大唇犀，古長頸鹿(古麒麟)，賀風(ハウフェン)三趾馬などをと

もなう鮮新世の西窯子動物群を産出します。東窯子頭動物群(賀風三趾馬動物群)：

泥河湾層下部(緑泥河湾層，東窯子頭層，下泥河湾層，泥河湾層第1段)からは，長鼻三趾馬をともなう賀風三趾馬動物群を産出します。賀風(ハウフェン)三趾馬は小型の三趾馬であり，長鼻(プロボシ)三趾馬は更新世前期まで生存した特殊化した三趾馬です。この動物群は，東窯子頭動物群ともよばれていて，渭河盆地の陝西省渭南遊河の下三门層(遊河層，緑三门層)の上部から発見された遊河象(進化初期段階の真象)をともなう遊河動物群に相当します。東窯子頭動物群と遊河動物群は，後期鮮新世の前期ヴィラフランカ動物群に対比されるものと考えられています。

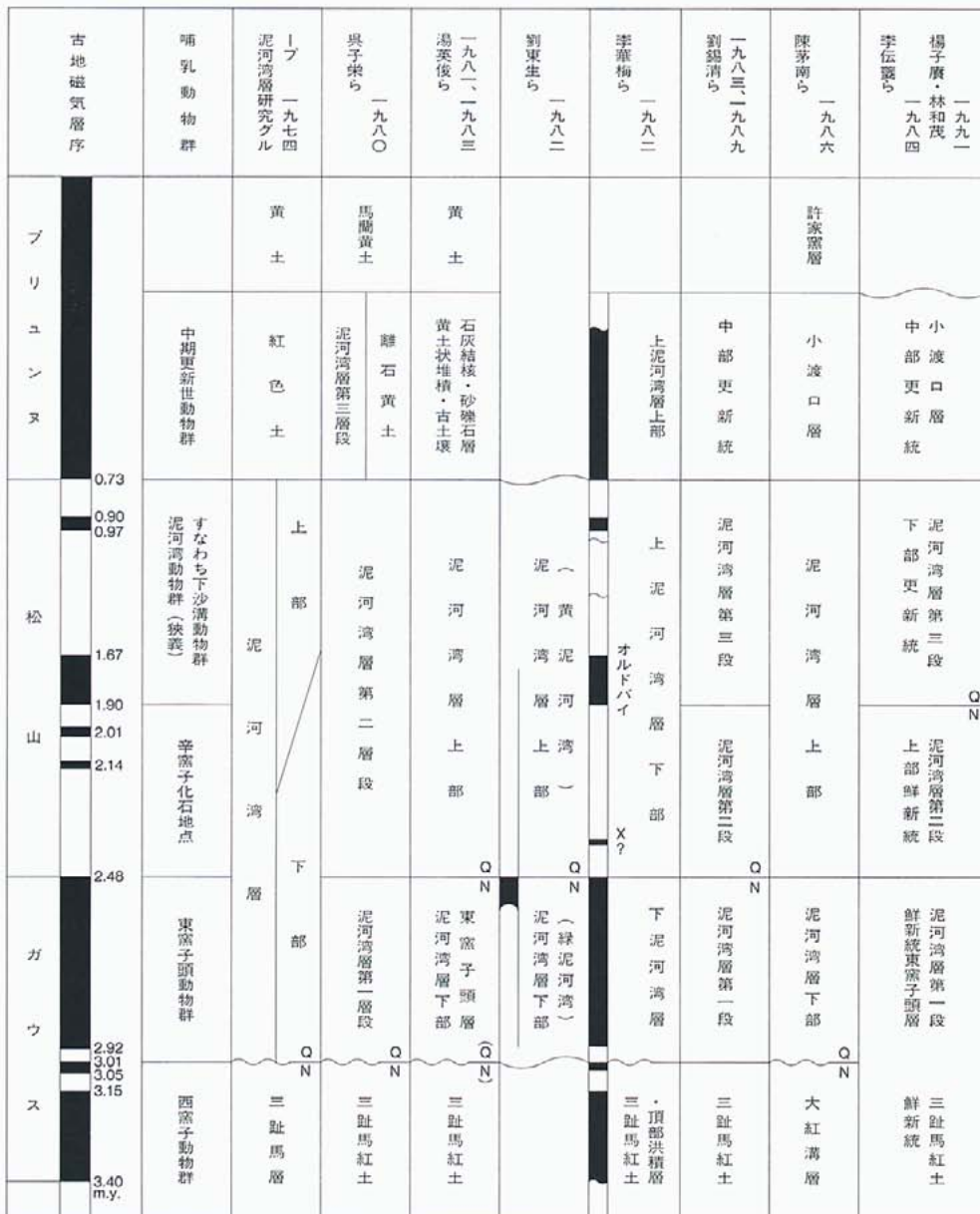
辛窯子動物群：

泥河湾層上部(黄泥河湾層，上泥河湾層下部)の下半(泥河湾層第2段)からは，長鼻三趾馬，三门(サンメン)馬，四不像(エラフルス)鹿，納瑪(ナマディクス)象，奥米加鼯鼠(オメガモグラ)などを産出します。この動物群が辛窯子動物群であって，渭河盆地の陝西省大荔の象(エレファス)，牛(レプトボス)，馬(エクウス)，奥米加鼯鼠をともなう后河村動物群に相当します。辛窯子動物群と后河村動物群は，中期ヴィラフランカ動物群に対比されています。

下沙溝動物群(狭義の泥河湾動物群)：

泥河湾層上部(黄泥河湾層，上泥河湾層下部)の上半(泥河湾層第三段)からは，下沙溝で，長鼻三趾馬，三门馬，納瑪(ナマディスク)象，牛(レプトボス)などの哺乳動物化石を多産します。そして，第三紀の遺存種は少なくなつて，丁氏鼯鼠(ティンギモグラ)など新しい種が出現するようになります。テラール・ド・シャルダンが30年に研究したのは下沙溝の動物群で，下沙溝動物群が狭義の泥河湾動物群です。下沙溝動物群は，長鼻三趾馬，三门馬，四不像鹿，南方(メリディオナリス)象などを産出する渭河盆地の上三门層(黄三门層)の動物群に相当し，後期ヴィラフランカ動物群に対比されています。

図5・4 - 泥河湾層の層序区分と鮮新・更新統境界 <楊子廉・林和茂，1991年>



N: 鮮新統 Q: 更新統

中期更新世動物群：

泥河湾層の最上部（上泥河湾層上部，小渡口層、呉子栄らの泥河湾層第3層段）からは、梅氏（メルク）犀，古稜齒（パレオロクソドン）象，馬，桑干河大角鹿などの動物群を産出します。この中期更新世の動物群については、まだ研究がすすんでいません。

《泥河湾層と鮮新統・更新統境界》

泥河湾層と鮮新統・更新統境界の関係については、つぎの3つの意見があります(図5・4)。その1は、泥河湾新生代層研究グループ(1974年)，呉子栄ら(80年)，湯英俊ら(81年)，陳茅南ら(86年)の研究にみられるように、泥河湾層の基底を鮮新統・更新統境界とするものです。この境界—泥河湾層基底—は、李華梅らの古地磁気層序の研究(82年)によると、ガウス正磁極帯中ほどの層準(約300万年前)にあることとなります。

その2は、劉東生ら(82年)，湯英俊ら(83年)，劉錫清ら(83年)の研究にみられるように、前期ヴィラフランカ動物群に対比される東窯子頭動物群を産出する泥河湾層下部(東窯子頭層，泥河湾層第1段)の上限，つまり松山・ガウス境界を鮮新統・更新統境界とするものです。泥河湾層の花粉分析の結果にもとづいて、常緑広葉樹林の暖帯気候が針葉樹・落葉広葉樹林の温帯気候に移り変わる松山・ガウス境界を鮮新統・更新統境界とする意見もあります。

その3は、李伝夔ら(84年)，楊子賡・林和茂(91年)の研究にみられるように、狭義の泥河湾動物群，すなわち下沙溝動物群(後期ヴィラフランカ動物群に相当する)を前期更新世の最初の動物群として、泥河湾層上部の上半(泥河湾層第3段)の下限，つまりオールドバイ正磁極帯の下限を鮮新統・更新統境界とするものです。この境界は、84年に国際的に承認された南イタリアのブリカ(境界模式地)の鮮新統・更新統境界(オールドバイ正磁極帯上限の直下)よりやや下位の層準です。

これら3つの境界のうち、模式地の鮮新統・更新統境界の層準に近いものはその3です。

しかし、中国では一般に、黄土層が堆積しはじめる松山・ガウス境界の頃を鮮新統・更新統境界としています。

深海堆積物の酸素同位体記録と鮮新統・更新統境界

中国黄土層のところで述べたように、私は『大阪層群』(市原編著，1993年)のまとめの章で、大阪層群と洛川黄土層ならびに深海堆積物層—V28-239(シャックルトンほか，1976年)・Hole552A(ツイマアマンほか，1984年)—との対比をこころみしました(図5・2)。大阪層群と中国黄土層・深海堆積物層の対比の大枠は、いずれも、古地磁気層序にもとづいています。

大阪層群と深海堆積物層の細部の対比では、大阪層群・段丘堆積層・沖積層の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)と深海堆積物層の酸素同位体比にもとづく氷期・間氷期ステージ($\delta^{18}\text{O}$)値は氷期では大、間氷期では小である)の対比を重視してきました。しかし、Maナンバーと酸素同位体ステージの対比では、大阪層群の満地谷寒冷期(Ma6層・Ma7層間の層準，グイマツ層)と新香里温暖期(Ma8層準，アデク層)などの大型植物遺体産出層準を考慮にいれた納得のいく結論は、まだ得られていません。

中国黄土層のところで説明を繰り返しますが、大阪層群と中国黄土層の細部の対比では、大阪層群の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)と中国黄土層のL・S(黄土・古土壤)サイクル、とくにアデクなどの常緑広葉樹遺体を産出して温暖気候を示すMa8層と磁化率が最も高く温暖気候を示すS5層最上部の対比と、グイマツなどの針葉樹遺体を産出して寒冷気候を示すMa6層・Ma7層間の層準と磁化率が低く寒冷気候を示すL層上部の対比を重視しました。これは、大阪層群のMa8層とMa6層・Ma7層間の層準を、それぞれ中国黄土層のS5層最上部とL6層上部に対比すれば、大阪層群の淡水成層・海成層サイクル(つまりMaナンバー)が中国黄土層のL・S(黄土・古土壤)サイク

ルとよい一致を示すからです。図5・2の大阪層群と深海堆積物層の対比は、大阪層群と中国黄土層との上述のような対比を考慮したものです。

《深海堆積物の酸素同位体研究の進展》

さて、1990年代の始めから中頃にかけて、深海堆積物の酸素同位体に関する研究はめざましい進展をとげました。この研究分野の第一人者であるケンブリッジ大学のシャックルトンは、東太平洋で掘削された深海底堆積物に含まれる有孔虫(炭酸石灰質殻)化石の酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)を測定して、1995年と97年に公表した論文の中で、更新世・鮮新世の気候変化と鮮新統・更新統境界について簡潔に説明しています(図5・5)。

シャックルトンが図5・5を作成するのに使用した資・試料は、0~62万年前がSPECMA Pスタック(5つの深海底コアの浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比を総合したもの)、62~200万年前がODP(国際深海掘削計画)サイト677のコア(ガラパゴス諸島東方，水深3461m，掘削309.4m)、200~600万年前がODPサイト846のコア(ガラパゴス諸島南方，水深3307.5m，掘削373.4m)です。

有孔虫化石の酸素同位体比は地球上の氷量を示すもので、その値が大きいほど氷量は大きく、その値が小さいほど氷量は小さくなります。ですから、酸素同位体比はまた地球上の気候を示していて、その値が大きいほど気候は寒冷、その値が小さいほど気候は温暖になります。図5・5では、縦軸は酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)で、上ほど値が小さく、気候が温暖、下ほど値が大きく、気候が寒冷になります。一方、横軸は年代(万年単位)で、左端が現在(0万年)、右方・下方ほど年代が古くなります。また、同図A, B, Cの下には、それぞれ古地磁気極性年代スケールが示されています。この年代スケール中の主要な磁気極性逆転の年代値は、シャックルトンが天文学的計算によって求めたものです。これらの年代値と鮮新統・更新統境界年代値を示すと、つぎのとおりです。

ブリュンヌ／松山境界 78.0万年前
 ハラミロ正磁極亜帯 99.0～107.0万年前
 オルドバイ正磁極亜帯上限 177.0万年前
 鮮新統・更新統境界 179.6万年前
 オルドバイ正磁極亜帯下限 195.0万年前
 松山／ガウス境界 260.0万年前
 カエナ逆磁極亜帯 304.1～313.1万年前
 マンモス逆磁極亜帯 323.3～333.1万年前
 ガウス／ギルバート境界 359.4万年前
 コチティ正磁極亜帯 419.9～431.6万年前
 ヌニヴァク正磁極亜帯 447.9～462.3万年前
 ショックジャール正磁極亜帯 478.1～487.8万年前
 スヴェラ正磁極亜帯 497.7～523.2万年前
 ギルバート正磁極帯下限 約588万年前

これらの天文学的計算による年代値は、放射元素によって求められた鮮新世・更新世の絶対年代値とよい一致を示しています。

さて、図5・5には、酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)が鋸の刃のような波形で記録されていて、波の山は間氷期を、波の谷は氷期を示しています。そして、これらの波の山(間氷期)と谷(氷期)には、新しいものから順に、ステージ1, ステージ2, ……ステージ103, ステージ104と、奇数が間氷期、偶数が氷期を示すステージ番号が付けられています。また同様に、ガウス正磁極期以前の波の山と谷にも、G(ガウス)1, G2, ……K(カエナ)1, K2, ……KM(カエナ・マンモス)1, KM2, ……M(マンモス)1, M2, ……MG(マンモス・ギルバート)1, MG2, ……Gi(ギルバート)1, Gi2, ……と、記号とステージ番号が付けられています。

どうして、このような永期・間氷期サイクルがくりかえすのか、ユーゴスラビア(セルビア)の地球物理学者ミランコヴィッチは、長年(1910～1930年)にわたって研究しました。ミランコヴィッチの説によれば、氷期・間氷期サイクルのくりかえしは、地球公転の軌道要素(離心率、地軸傾斜角、近日点)の永年変化にともなって、地球表面の日射量が約2～10万年単位の長周期で変動するためです。なお、地球公転の軌道要素(離心率、地軸傾斜

角、近日点)の変化がもたらす基本周期は5つあります。それらは、離心率の変化による約10万年と41.3万年、地軸傾斜角の変化による4.1万年、近日点(気候歳差)の変化による2.3万年と1.9万年です。

つぎは、シャックルトンの図5・5 A, B, Cの酸素同位体比記録について説明します。

図5・5 Aの左半部

現在～100万年前の酸素同位体比記録には、一般に、大氷床のリズムである10万年サイクルが卓越していますが、60万～100万年前の記録には10万年より短い周期もみられます。シャックルトンは、ステージ24の基底(90万年前)から、それ以前より大きな氷河作用が始まっているから、ステージ24の基底が中期更新統の基底となる可能性が高いと述べています。大阪層群ではMa 3層には含まれているアズキ火山灰層の直下の層準、正確には、富田林市五軒家のアズキ火山灰層直下約1 mの泥炭層(五軒家寒冷期)の層準を中期更新統の基底としていますが、その層準はステージ24の基底に相当します。

図5・5 Aの右半部～同図Bの左端部

100万年～約250万年前の酸素同位体比記録には、一般に、4.1万年のサイクルが卓越しています。このサイクルは、大氷河のサイクルに比べて振幅が小さく、ステージ24以前の小氷床のリズムであって、その水量は最終氷期極相の水量の2分の1または3分の2と考えられています。

ところで、鮮新統・更新統境界は、南イタリアのブリカを模式地として、半深海成層中のe腐泥層をおおう粘土岩層の基底(オルドバイ正磁極亜帯上限の直下、179.6万年前)に設定されています。そして、鮮新統・更新統境界以前の酸素同位体比記録では、多様なサイクルのために、その特徴をつかむのが容易でないのに対して、同境界以後の記録では、規則正しい4.1万年サイクルが特徴的です。このように、ブリカの鮮新統・更新統境界は重要な気候事件には該当しません。しかし、ブリカの境界は外洋堆積層中に設定されていて、

境界付近のいくつかの生層序学的層準(デイトム)は、広い地域にわたって、数千年以内の同時性をもっています。

ブリカの鮮新統・更新統境界(つまりe腐泥層をおおう粘土岩層の基底)は、当初、オルドバイ正磁極亜帯上限の直上(正確には3～6 m上位)の層準とされていましたが、そのごの研究によって、オルドバイ正磁極亜帯上限の直下(正確には約7 m下位)の層準であることが明らかになりました。大阪層群での同正磁極亜帯上限直下の層準は、福田火山灰層・三ツ松火山灰層間の層準です。

図5・5 Bの中央部～同図C

約250万年～約300万年前の酸素同位体比記録には、地球上で氷河作用がだんだんと発達して、約250万年前にはかなりの強さに達したことが示されています。ところで、最近、シシリー島南部のゲラを模式地として設定された最上部鮮新統グラシアンの基底は、古地磁気極性年代スケールの松山・ガウス境界(260万年前)、つまり酸素同位体比のステージ103・104境界にひかれています。同基底の生層序学的層準(デイトム)は、ブリカの鮮新統・更新統境界の生層序学的層準(デイトム)ほどの確かさはありません。しかし、シャックルトンは、ステージ100・102・104ははっきりと定義できる事件であって、北大西洋では、ステージ104に氷山に運ばれてきた最初の岩屑堆積物がみられ、また、中国黄土層の堆積もこの頃からであると述べています。300万年以前にも、カエナ逆磁極亜期・マンモス逆磁極亜期の頃(310万年～340万年前)に、ごく小さな氷床のリズムではないかと推定されるステージKM2, ステージM2, ステージMG2が見られますが、それより前は、周期が短く振幅の小さいサイクル、つまり温暖な気候がつづいたようです。

図5・5(A, B, C)全体をながめなおしますと、地球上の気候は、350万年前頃から松山・ガウス境界、オルドバイ正磁極亜期、ハラミロ正磁極亜期にかけて、次第に寒冷化して、氷期・間氷期サイクルは松山・ガウス境界の頃

図 5・5 A - 現在 ~ 200 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

0~62万年前の記録はSPECMAPスタックの資料による。62~200万年前の記録はODP(国際深海掘削計画)サイト677のコアに含有される有孔虫化石による。SPECMAPスタックの記録は、サイト677の同時期のデータと平均・変動が同じになるように図示されている。CMはCobb Mountain正磁極面帯である。

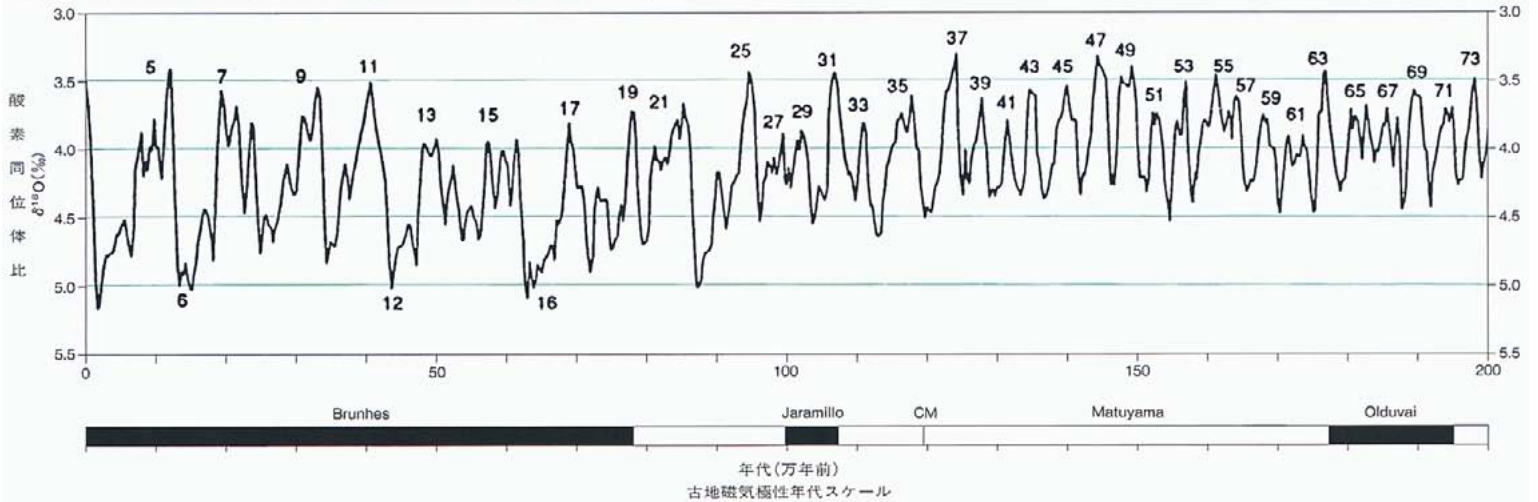


図 5・5 B - 200 ~ 400 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

200~400万年前の記録はODPサイト846のコアに含有される底生有孔虫化石による。

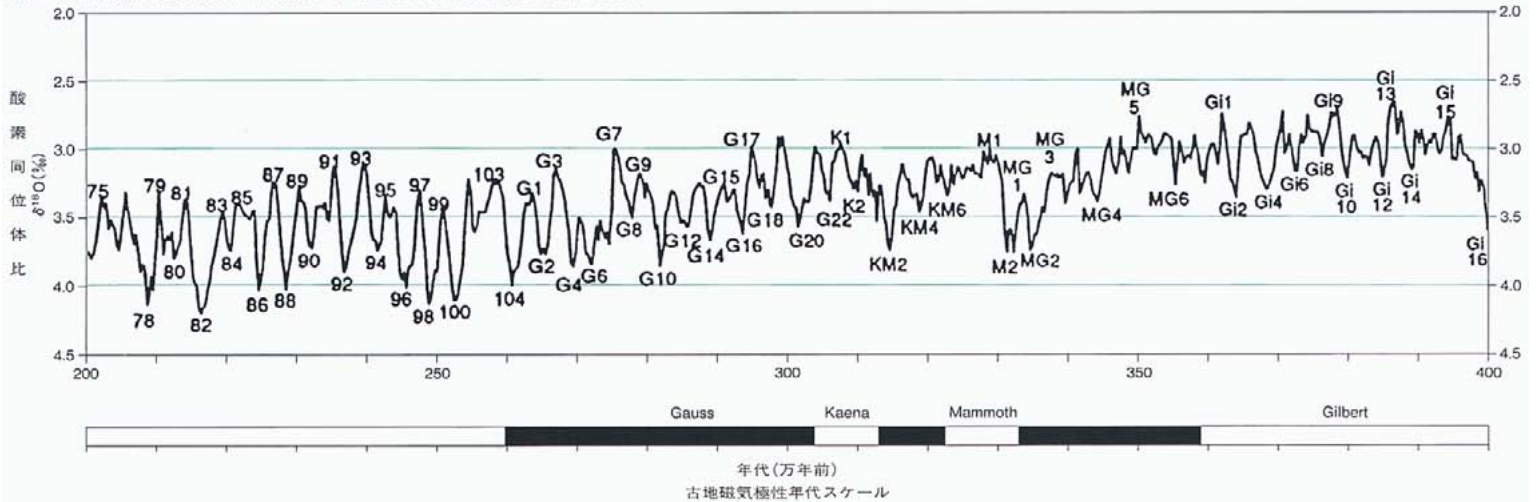
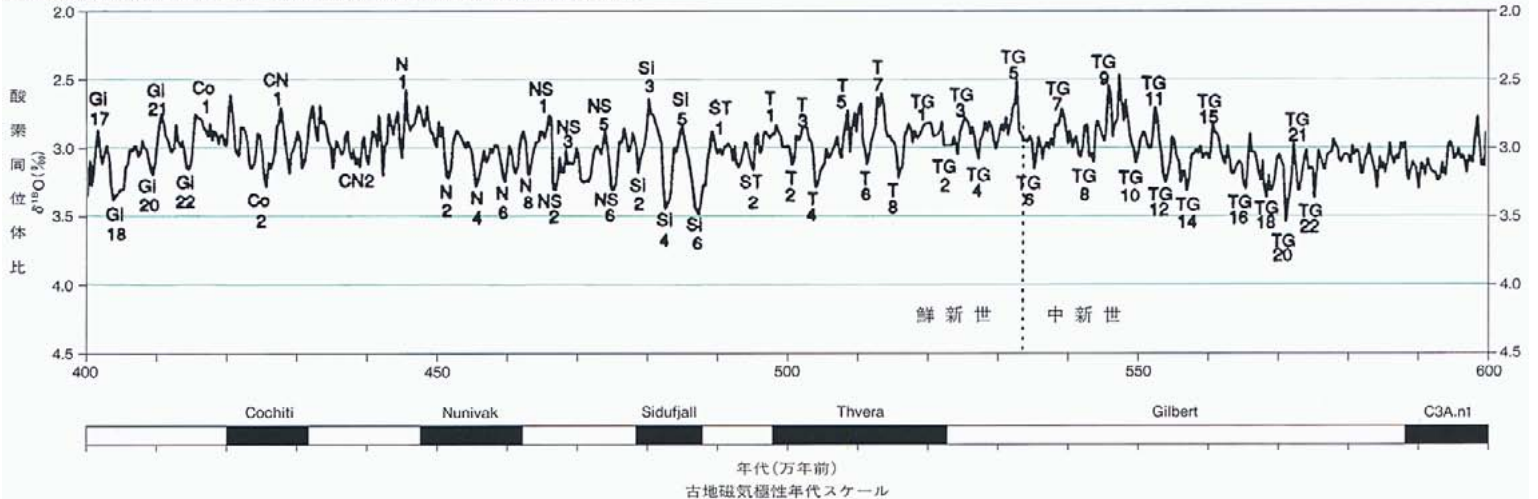


図 5・5 C - 400 ~ 600 万年前の深海堆積物の酸素同位体記録

〈Shackleton, 1955〉

400~600万年前の記録はODPサイト846のコアに含有される底生有孔虫化石による。



からはっきりとしはじめ、オールドバイ正磁極
 亜期の頃から規則正しく小氷床の周期(4.1万
 年)を示すようになります。ハラミロ正磁極
 亜期以後は、さらに寒冷化が進んで、氷期・
 間氷期サイクルの振幅が大きくなり、その周
 期も大氷床の周期(10万年)となります。

《鮮新統・更新統境界問題》

深海地堆積物に含まれている有孔虫化石の酸素同位体比($\delta^{18}O$)の詳細な記録(図5・5)にもとづいて、ステージ104に、北大西洋では氷山に運ばれてきた最初の堆積物がみられること、また、中国黄土層の堆積のはじまりもこの頃であることなどが明らかになってきました。そして、国際第四紀層序小委員会は、鮮新統・更新統境界(第三系・第四系境界)を、

現行のオールドバイ正磁極亜帯上限直下の層準から、松山・ガウス境界付近の層準に下げ
 ための提案を、国際地質学連合(IUGS)の
 国際層序委員会に提出しました。詳しいことは省略しますが、1998年に、国際第四紀層序小委員会委員と国際新第三紀層序小委員会委員が、提案「鮮新統・更新統境界の再定義：同境界をシシリー島のグラシアン(最上部鮮新統)の基底(ステージ103の基底に相当)に下げる」の可否を、郵便で投票しました。しかし投票の結果は賛成票が足りず、提案は可決されませんでした。

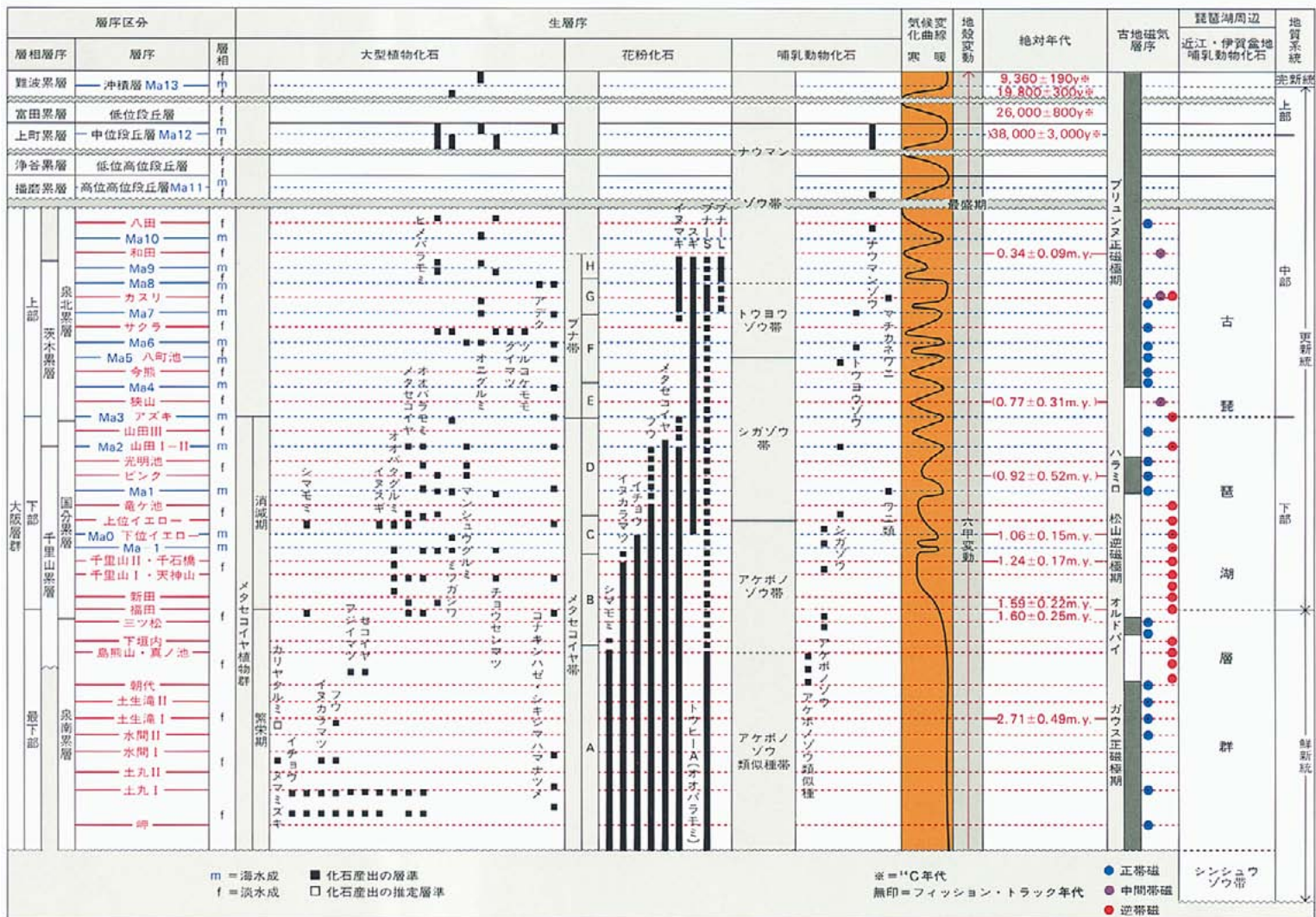
上海の同済大学の汪品先は、「境界を下げようとする試みは失敗におわった。鮮新統・更新統境界問題の核心は、新生代の最末期に世

界的な大生物進化事件がないことであり、また、ほかの地質時代にくらべて、第四紀では非海成(陸成)層がとくに重要である。」と述べています。彼の意見は正論です。

地質学的な時間には、生物進化による地質年代と放射性元素による絶対年代があります。地質年代は、古い方から、始生代、原生代、古生代、中生代、新生代に分けられていますが、始生代、原生代、……新生代の“生”は生物を意味しています。ですから、地質年代の区分は、鮮新統と更新統の区分であっても、生物進化にもとづかねばならないのです。氷床の出現、気候変化なども重要ですが、それらは主体ではありません。ブリカの鮮新統・更新統境界の設定、ゲラのグラシアン基底の

表 5-1 - 大阪層群(鮮新・更新統)の総合層序表

＜市原ほか、1993を一部改訂＞



設定は、いずれも海成層を対象とした微化石層序学的な研究にもとづいています。しかし、第四紀を特徴づける大生物進化は、微生物の進化ではなく、人類の誕生です。鮮新統・更新統境界問題の解決には、人類化石の生層序学的研究、陸成層・海成層(深海堆積物を含む)の層序学的研究など、広範囲にわたる今後の詳細な研究が、なお必要であると考えられます。

表 5・2 - 地質年代表 〈ハルランドほか, 1989年〉

地質年代 化石すなわち生物進化にもとづく年代		絶対年代 単位はm.y.(100万年)		
新 生 代	第 四 紀 (人 類 紀)	完 新 世	0.01	
		更 新 世	後期	0.13●
			中期	0.78●*
			前期	1.796*
	第 三 紀	新 第 三 紀	鮮新世	5.2
			中新世	23.3
		古 第 三 紀	漸新世	35.4
			始新世	56.5
			暁新世	65.0
			白堊紀	145.6
中 生 代	ジュラ紀	208.0		
	三畳紀	245.0		
	二疊紀	280.0		
古 生 代	石炭紀	362.5		
	デボン紀	408.5		
	シルル紀	439.0		
	オルドビス紀	510.0		
	カンブリア紀	570		
	原生代	2500		
始生代	4000			
先始生代				

● INQUA(国際第四紀研究連合)第四紀大区分小委員会の暫定案による。*絶対年代値は最近のデータによる。
地質系統(地層・岩体)を示す場合には、代は界、紀は系、世は統、前期・中期・後期は下部・中部・上部となる。