

黄河地下水プロジェクト： 地質学から地球環境学への展開

村岡洋文¹⁾

1. まえがき

黄河地下水プロジェクトは平成14～18年度にわたる5ヶ年プロジェクトである。本プロジェクトでは、アジアで最も重要な河川の一つである黄河流域において、地下水循環モデルを開発し、地下水の過去の姿を復元し、これに人為的な地下水利用を考慮して、黄河流域の水収支・水循環に関する10年後や20年後の将来像を予測することを目標としている。そのため、広大な黄河流域を対象とした地下水流動シミュレーションが同プロジェクトの中心的課題であり、まずは、過去から現在までの地下水流動をシミュレーションによって復元することが最大の課題であった。

私の参加は当初、名ばかりに過ぎなかった。しかし、平成15年度に、私が地質リモートセンシングに手を染めた経験があるというだけの理由から、何故か、シミュレーションの境界条件として、広大な黄河流域の浸透率分布モデルの作成を担当することとなってしまった。これはシミュレーショングループが私のアウトプットを待っているという状態を意味し、同プロジェクトの中では、最も辛い役回りであった。しかも、この作業は対象地域があまりにも広大なため、事実上、既存文献の編集が中心となる。つまり、長時間の作業を要するものの、論文作成等の成果には結びつきにくいという辛さまでであった。事実、私は多くの時間をこの作業に費やしたが、いまだ、一編の論文も物にしていない。このような厳しい現実に加えて、私には、もう一つのミッションが与えられていた。それは、中国式熱烈歓迎の矢面に立つことであり、日本側のグループを代表して、唯一人、白酒乾杯の誘いから逃げないというミッションであった。これは、とくに地方では、冗談抜きに命がけのミッションであった。

しかし、結果からみると、私はこのプロジェクトを通

じて、中国という国について、アジア大陸の乾燥地帯について、アジア大陸のテクトニクスについて、地球環境問題について、大きく視野を広げることができた。また、中国に多くの朋友を得るうちに、私はいつしか、熱烈な中国のファンとなっていた。現時点からみれば、私は同プロジェクトに参加できたことに、大いなる感謝を抱いている次第である。

本報では、研究的なことや随想的なことを織り交ぜて、同プロジェクトの中で経験した、私なりの地質学から地球環境学への展開の過程を記述してみた。

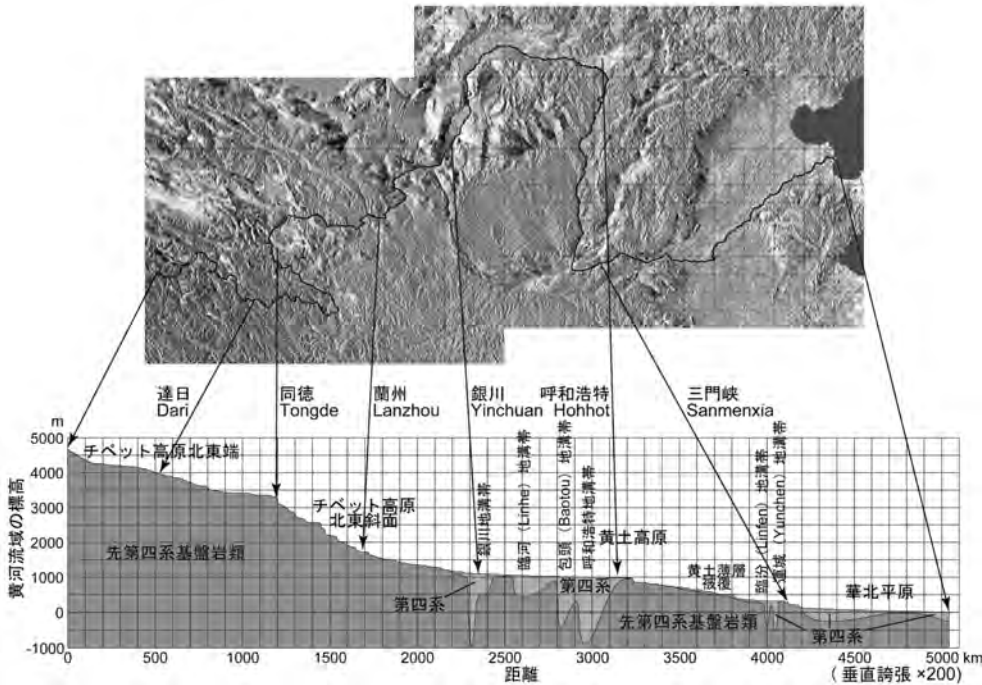
2. 黄河とは

黄河 (Huanghe) とは主流の長さが約5,500km、流域面積が約75万km²に達し、長江(揚子江)と並んで中国を代表する大河である。黄河はチベット高原北東端の青海省の標高約4,500m付近を源流域として東方に流れ、甘肅省、寧夏回族自治区、内蒙古自治区、山西省、陝西省、河南省、河北省、山東省を流下して渤海に注いでいる(第1図)。この流域は歴史的に中国の政治・文化の中心地であり、人口密度が高い。このため、黄河はアジアで最も重要な河川の一つといえる。黄河の平均流量は580億トン/年である。黄河という名称は、1トン当たり35kgもの砂泥を含んでいるため、大部分の流域で河川水が黄色く濁っていることに由来する。この砂泥の1/4は河道に堆積し、河南省から下流側では比高4～6mの天井川をつくっている。このような天井川の地域では、容易に河川の氾濫が起り、黄河は過去2,000年間で1,500回も洪水を起こしている。

しかし、近年では、黄河の河川水の枯渇の方がより深刻な問題となっている。黄河の表流水は、中流

1) 産総研 地圏資源環境研究部門

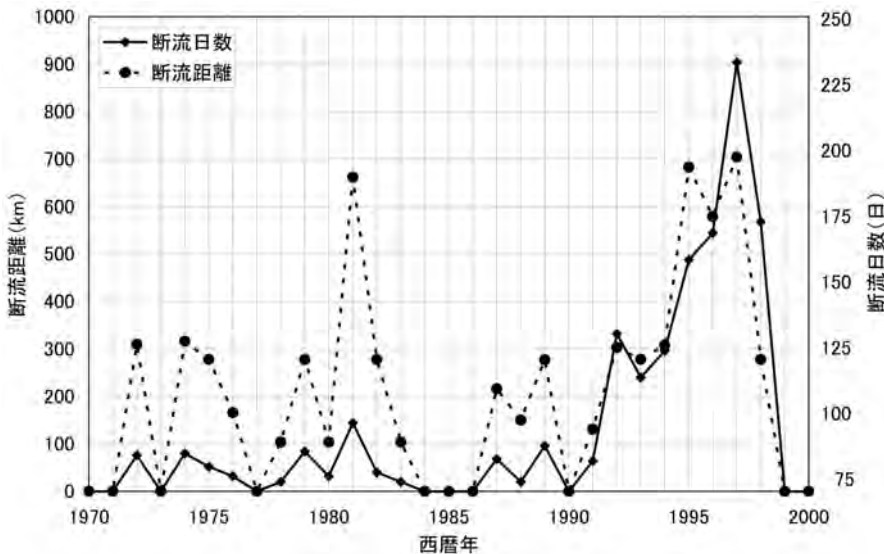
キーワード：黄河、地下水、シミュレーション、浸透率、テクトニクス、砂漠、報告、随想



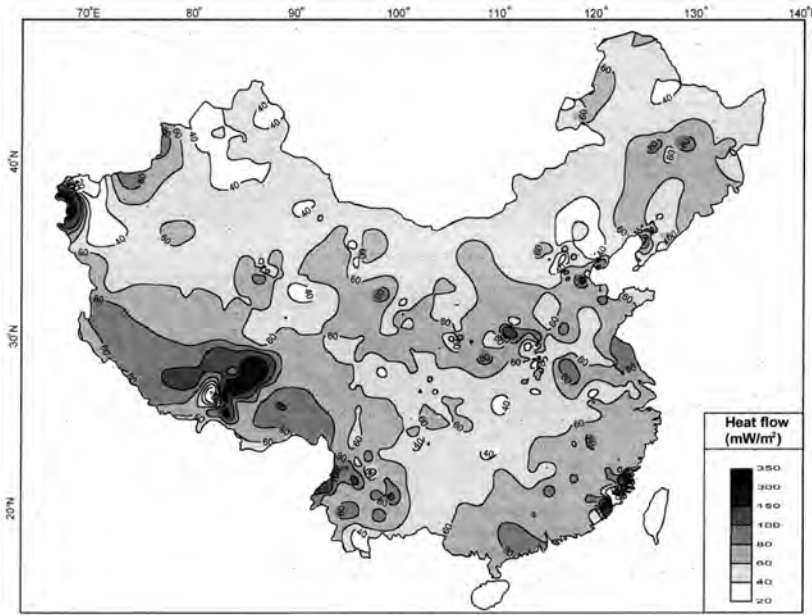
第1図 黄河流域の標高と第四系の分布の関係。

域の銀川平野や河套平野で大量に農業用水として利用され、黄土高原を中心に砂漠化が進んでいる。また、下流域の華北平原一帯では大量の地下水が農工業に利用され、深刻な地下水位の低下を招いている。そして、1972年には、過去2,000年間で初めて、黄河の下流域で表流水が涸れてしまうという断流現象が起こった(第2図)。1990年代にはこの断流が200日

以上続いた年もあり(梁, 2002), いかに深刻な状況に至っているかがわかる。中国政府は黄河の水補給を目的に長江(揚子江)の表流水を導水する「南水北調」工事にとりかかっているが、これは10年に及ぶ長期計画である。このように、黄河は歴史上も現在も、中国における第1級の重要河川であり、その水環境の維持管理は中国発展のための生命線となっているの



第2図 1972年以降の黄河の断流距離と断流日数(梁, 2002)。



第3図
中国全土の地殻熱流量マップ
(Hu *et al.*, 2000).

である(黄河領域地下水班, 2005)。

3. シミュレーション境界条件としての浸透率分布の前提モデル

地下水流動シミュレーションは広大な黄河流域を扱うため、そのブロックモデルのスケールは東西約2,300 km、南北約1,000 kmに及ぶ。このような水平的な規模を考慮するならば、深さ方向に対しても、ある程度の規模を与える必要がある。さもなければ、紙のように薄い膜の中でのシミュレーションとなってしまい、その3次元的な意義を失ってしまうであろう。このことから、本研究では、深さ方向にも、ある程度の規模を想定することとした。そのため、地下水流動シミュレーションの各ブロックの浸透率を決める前に、本研究ではまず、浸透率基盤を定義した。

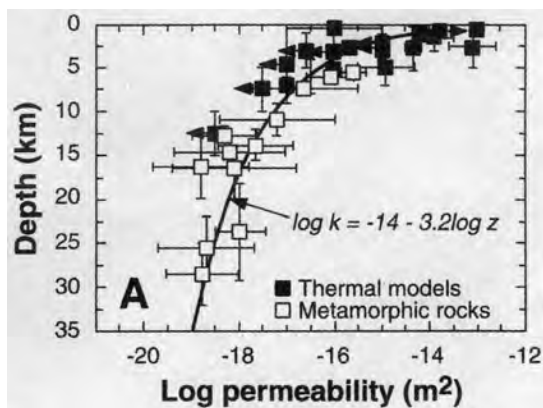
たとえば、断層は、ある深度より深部では脆性-塑性境界に達するため、断層破碎帯そのものが塑性的になって鉛のように振る舞い、水理学的な意味での断層ではなくなってしまう(Fournier, 1991; Muraoka *et al.*, 1998; Muraoka *et al.*, 1999; 村岡・大谷, 2000)。これは断層に限らず、全ての岩石についてもいえることである。そこで、全ての地殻について、脆性-塑性境界の深度より深い部分を浸透率基盤とし、浸透率基盤内では浸透率を0と定義した。

浸透率基盤の上面深度、つまり脆性-塑性境界の深度は、ここでは簡単にする、380°Cに達する深度で定義することとした(Muraoka *et al.*, 1998)。厳密には、脆性-塑性境界の深度は与えられた地域の変形速度や岩石の種類にも依存しており、単純に温度では表現できない。しかし、地殻の変形速度は一般に著しく緩慢であり、経験的には脆性-塑性境界の深度を、温度で定義しても、概ね差し支えない。

浸透率基盤の上面深度を温度で定義するためには、地温勾配図が必要である。幸い、Hu *et al.* (2000)は中国全土の地殻熱流量マップを作成している(第3図)。地殻熱流量は地温勾配に岩石の熱伝導率を乗じて求められる。ここで、平均的な岩石の熱伝導率は $0.004 \text{ cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}$ であるため、大まかに地殻熱流量から地温勾配を逆算できる。たとえば、 60 mWm^{-2} は $36^\circ\text{C}/\text{km}$ であり、 80 mWm^{-2} は $48^\circ\text{C}/\text{km}$ であり、 100 mWm^{-2} は $60^\circ\text{C}/\text{km}$ であり、 150 mWm^{-2} は $90^\circ\text{C}/\text{km}$ である。いま、地表面の年平均気温を 10°C とすれば、第3図の地殻熱流量と次式から、浸透率基盤の上面深度 D_p を求めることができる。

$$D_p = (T_p - T_s) / (H_f \times 60 / 100) \quad (1)$$

ただし、 T_p は脆性-塑性境界の温度 380°C 、 T_s は地表面年平均気温 10°C 、 H_f は mWm^{-2} 単位の地殻熱流



第4図 大陸地殻の浸透率の深度依存性モデル (Manning and Ingebritsen, 1999).

量である。この式から、浸透率基盤の上面深度は、 150mWm^{-2} の地域で4.1km、 100mWm^{-2} の地域で6.1km、 80mWm^{-2} の地域で7.7km、 60mWm^{-2} の地域で10.3kmと見積もられる。

次に、深さ方向の浸透率モデルを考えた。第4図はManning and Ingebritsen (1999)による大陸地殻の浸透率の深度依存性モデルである。第4図にみられるように、浸透率に深度(圧力)依存性があることは明らかである。したがって、シミュレーションの深さ規模を考慮すれば、浸透率の深さ(圧力)依存性を無視できない。Manning and Ingebritsen (1999)は第4図の曲線を大陸地殻の中深度～下部深度における最大値としている。この曲線は浸透率 k の単位が m^2 、深度 z の単位が km で与えられているため、これを浸透

率 $K(\text{md})$ 、深度 $Z(\text{m})$ に直すと、次式となる。

$$K=10^{(10.6-3.2\log Z)} \tag{2}$$

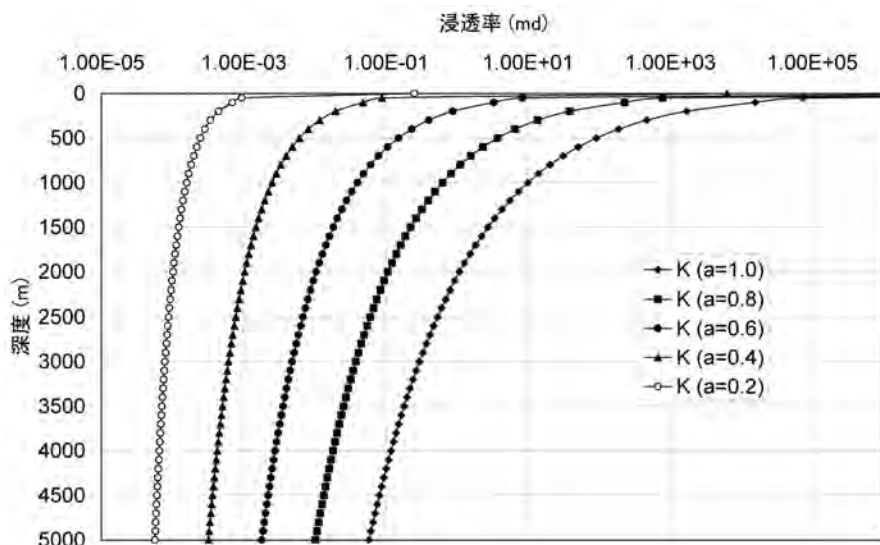
このモデルをもとに、一般に浸透率が地殻浅部で大きく変化し、深部に向かって収束すること、地殻中の浸透率の低い方の限界が、 10^{-5}md (10^{-20}m^2)程度であること(第4図)、等を考慮すると、様々な浸透率をもつ地層の深度依存性の一般的パターンは $K=10^{-5}$ と(2)式の間を、対数的に比例配分した次式で表される。

$$K=10^{(\log(10^{(-5)})+a(\log(10^{(10.6-3.2\log Z)})-\log(10^{(-5)})))} \tag{3}$$

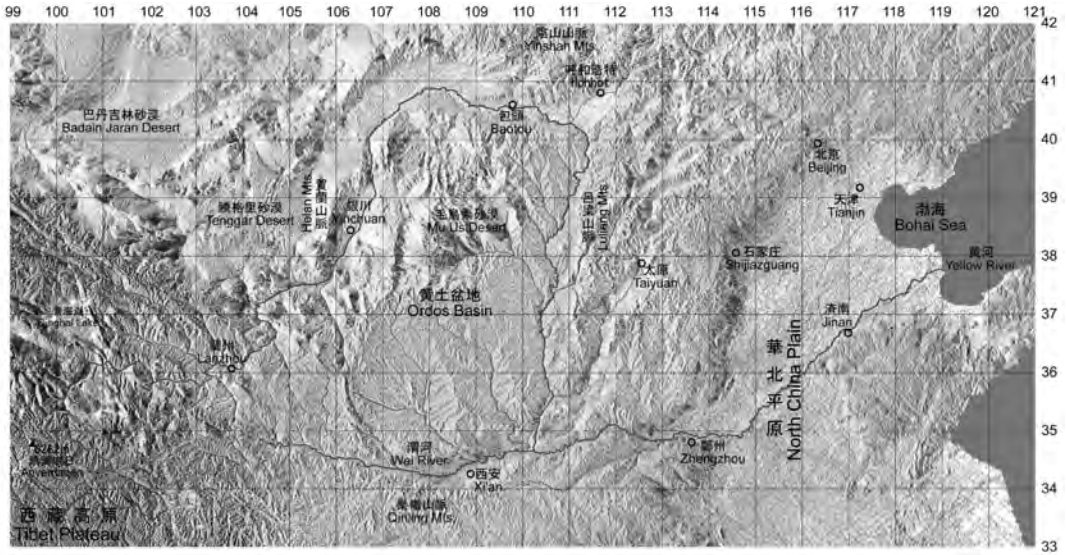
ここで、 a は0～1までの対数的な比例配分率である。(3)式の a を0.2～1.0としたときの浸透率の深度依存性の一般的パターンを第5図に示す。これによって、任意の深さの岩石の浸透率が与えられたとき、その岩石の深度-浸透率曲線を描くことができる。

4. シミュレーション境界条件としての浸透率分布の地質モデル

第6図に地形基図を示す。これは、NASAのSRTM30秒地形データとカシミール3Dを用いて作成した。SRTM地形データの有用性や入手方法については、村岡(2005)を参照されたい。ここでは等高線



第5図 浸透率の深度依存性のパターン化モデル。

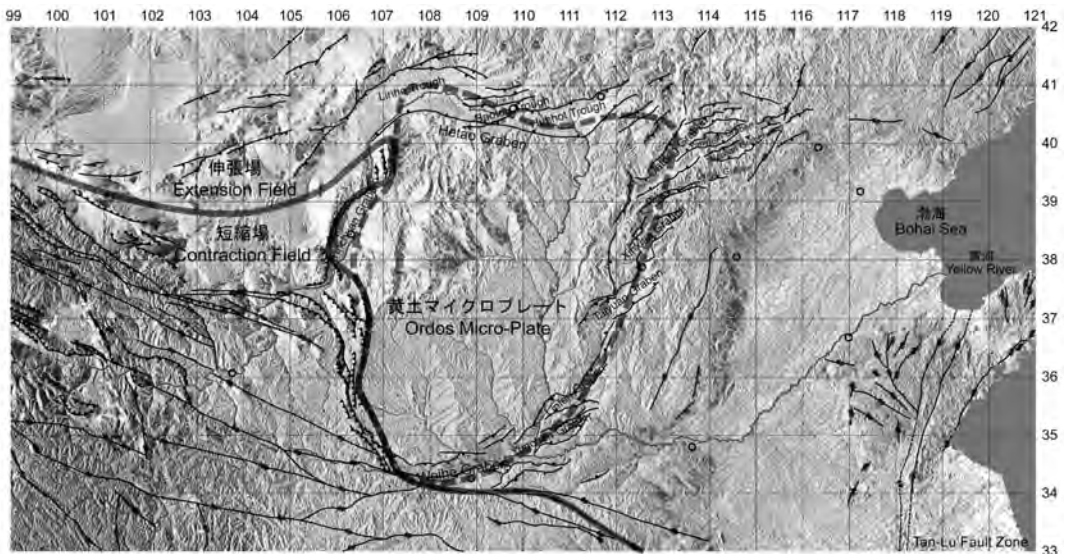


第6図 黄河流域対象範囲の地形基図 (NASAのSRTM30データより作成)。

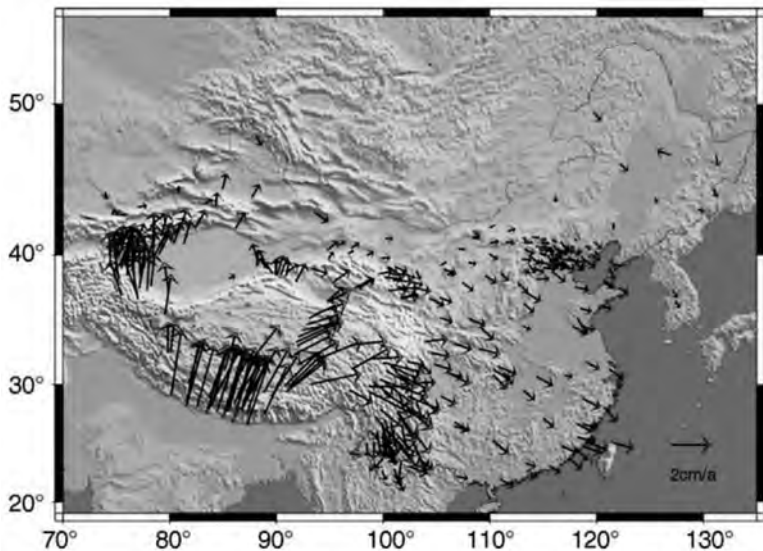
を省略しているが、第6図に等高線を入れたものを基図として編集作業を行った。

まず、地質関係の文献とSRTM30地形データの判読により、主要断層分布図を作成し、逆断層、横ずれ断層、正断層を区別した(第7図)。一般に逆断層は地殻の水平面積を減少させるため短縮場を表し、正断層はこれを増大させるため伸張場を表す。横ずれ断層は面積増減への寄与が少ないため中間的な場を表す。第7図では、逆断層と正断層の分布が整然

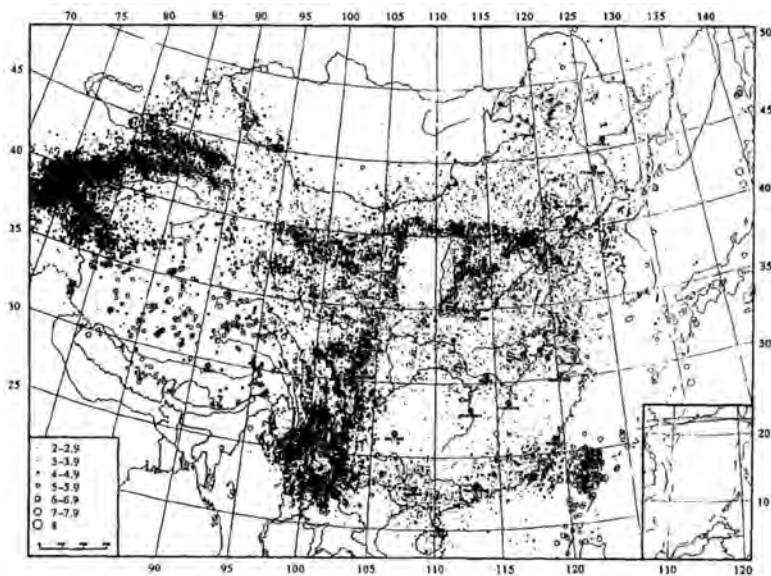
と分かれており、灰色の太実線で表したように、短縮場と伸張場を明瞭に分割できる。これはMolnar and Tapponnier (1975)の古典的な研究と調和的である。最近の広域GPS観測データによれば(第8図, Wang and Ye, 2006)、インド・プレートの衝突による短縮場は黄土高原の南西境界付近まで及んでおり、秦嶺山脈の秦嶺断層などを境に、その北側は北西-南東方向に伸張する伸張場であることが判明している。第7図はこの事実を反映している。この応力場を反映し



第7図 黄河流域対象範囲の主要断層分布図。



第8図
中国の1991-1999年のGPS速度場
(Wang and Ye, 2006).

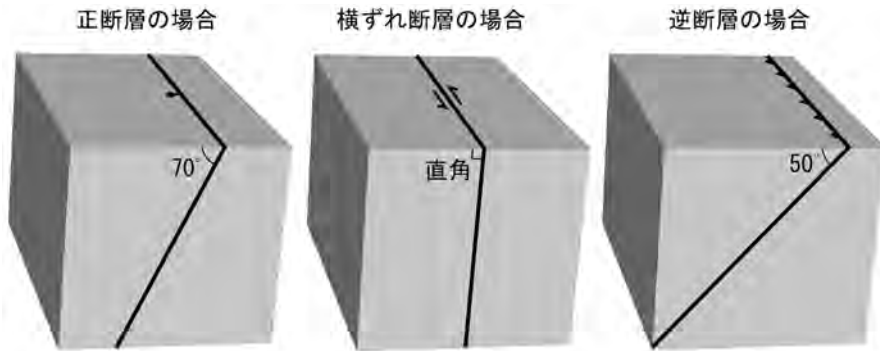


第9図
中国における震央分布 (Gao et al., 1995; 観測期間は原著でも不明).

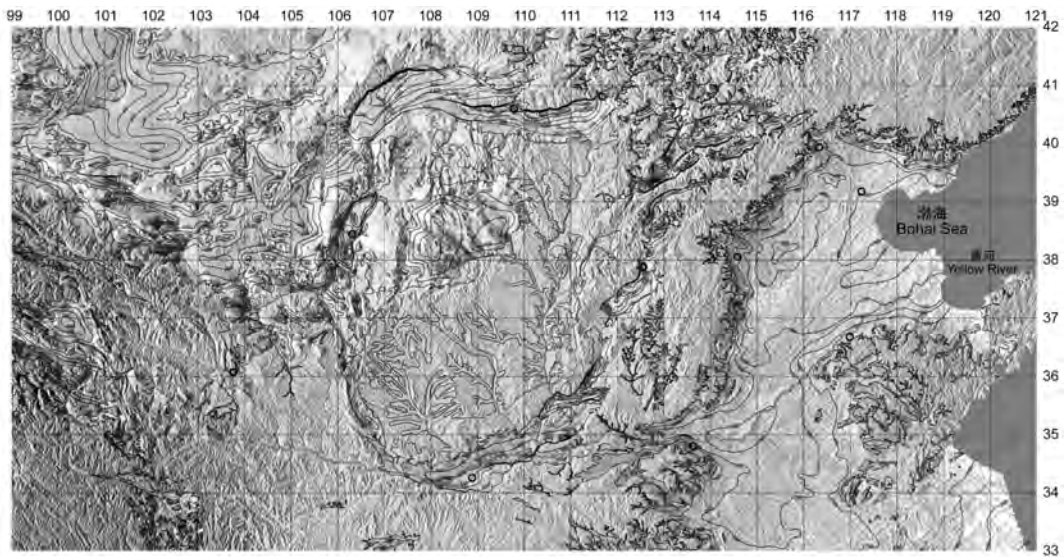
て、第7図のように、黄土高原の周囲は、西安と銀川との間の逆断層帯境界を除き、北東-南西方向に伸びる多数の雁行状の地溝帯で特徴づけられる (Zhang et al., 1998; 2003). したがって、黄土マイクロプレートの輪郭は、黄河の流路ではなく、これら雁行状の地溝帯を結んだ、第7図の灰色の太破線で表されるはずである。事実、中国における震央分布図によれば (第9図, Gao et al., 1995), 震央の空白域で特徴づけられる黄土マイクロプレートの輪郭はこの範囲とよく一致している。つまり、黄土マイクロプレートは歪を全て

周辺の変形帯で吸収している、一つの独立した剛体的ブロックなのである。なお、シミュレーションのブロック作成において、断層ブロックの深部への外挿法については、その角度を第10図のように単純化することとした。

次に、第四系の等層厚線図を作成した (第11図)。なお、実際にはより大縮尺の地形基図上で作業したため、第11図の縮尺では詳細が読み取れないことをお断りしておく。華北平原の第四系等層厚線については公表されている地質図を利用した (Shao and



第10図 断層の単純化形状モデル.



第11図 黄河流域対象範囲の第四系等層厚線図.

Wang, 1989). この地域では、最大層厚 $500\text{m} + \alpha$ である。騰格里 (Tenggar) 砂漠や巴丹吉林 (Badain Jaran) 砂漠については、公表データが見当たらないため、周辺の地形から推定した。これらの地域でも、最大層厚 $500\text{m} + \alpha$ である。黄土高原内部については、全般に黄土が覆っており、黄土の厚さについての公表データはあるが、第四系全体の厚さについては公表データが見当たらない。このため、ここでは盆状地をなす毛鳥素 (Mu Us) 砂漠のみを重視し、第四系の厚さを周辺の地形から推定した。その最大層厚は $400\text{m} + \alpha$ である。黄土マイクロプレート周辺の地溝帯の第四系等層厚線についてはZhang et al. (1998; 2003) や「黄河流域地図集」を利用した。これらの地

域の第四系は前述の地溝帯形成の伸張造構運動を反映して、異常な厚さに達している。たとえば、臨河地溝帯 (Linhe Trough) では最大 $2,400\text{m} + \alpha$ 、銀川地溝帯 (Yinchuan Graben) では最大 $2,000\text{m} + \alpha$ 、呼和浩特地溝帯 (Huhhot Trough) では最大 $1,800\text{m} + \alpha$ 、渭河地溝帯 (Weihe Graben) では最大 $1,100\text{m} + \alpha$ である(第1図)。したがって、これらの地域では、深部まで、地下水が対流している可能性が高い。

以上のことから、構造単元が「浸透率基盤」、「先第四系基盤岩類」、「第四系」、「断層」の4つに区分された。「浸透率基盤」は浸透率が0で定義され、その上面深度は既存の地殻熱流量図から推定でき、対象範囲内にはその上面深度が 10.3km を超える地域があ



写真1 蘭州付近の植生に被覆された黄土層。



写真2 蘭州付近の開析された黄土層。

る一方で、7.7kmより浅い地域もある。その他の構造単元の浸透率は、「先第四系基盤岩類」<「第四系」<「断層」の関係にあり、それぞれ深度依存性モデルを適用した。各単元の浸透率の絶対値についてもある程度検討したが、実際には試行錯誤的な過程を経て決められるため、ここでは省略する。

なお、シミュレーションの結果については、森・西岡(2007)が本誌に詳述している。その結果は、広大な地域のシミュレーションであることを考慮すれば、十分に成功の域に達しているものと思われる。

5. 砂漠化地帯北東移動仮説

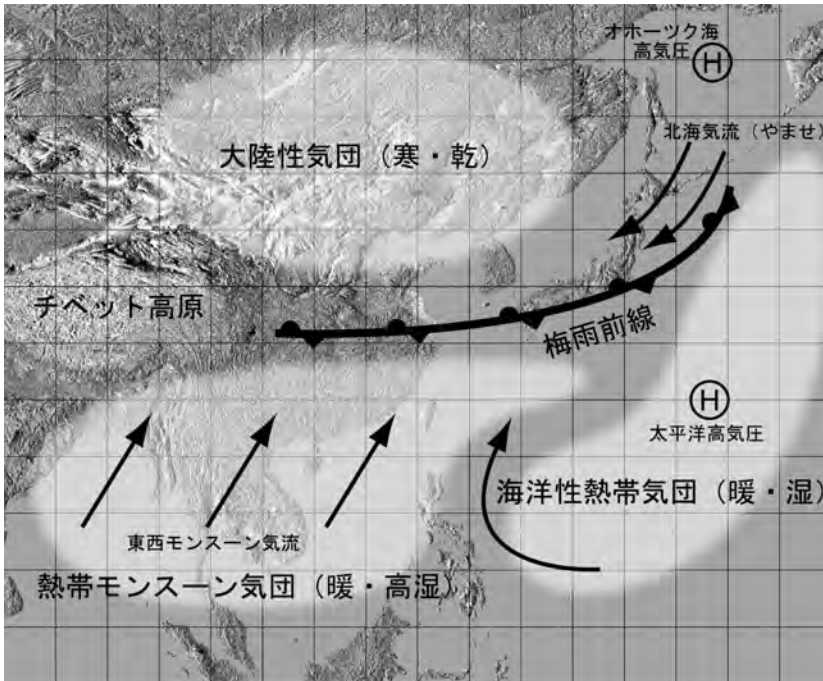
これまで、黄河地下水プロジェクト前半期の研究について述べた。これらに費やした時間は大きいですが、自己完結的な仕事ではないため、やや達成感が薄い。そこで、もう少し何かしてみたいと思い、想像を巡らせた。このことを本節に述べる。ただし、その詳細は他誌に執筆中のため、ここでは概要のみの記述に留める。

2005年の調査で、甘粛省の蘭州市や天水市などを訪れた。その位置はチベット高原北東の急斜面に当たる。これらいずれの地域においても、100~200mの厚さをもつ黄土層が広範に分布していることを観察した。黄土高原のものによく似た風成層である。しかし、これらの黄土層は黄土高原のものと、少し様子が異なっている。水系によって深く開析されており、植生も発達し、現世の風成層ではないように見える(写真1;写真2)。文献によれば、その主体は最終氷期

(乾燥期、11万年前頃)前後の産物であり、比較的古い(たとえば、Kemp *et al.*, 2001)。それは2つのことを意味する。一つは、この黄土層が堆積した頃、蘭州付近が砂漠のような乾燥気候であったことである。もう一つは、その後、この地域が隆起するとともに、現在のように水系による開析が可能になり、かつ、植生帯が生育する程度に湿潤な気候となったことである。

この位置はチベット高原の北東斜面のため(第1図)、標高や降水量の変化を考える上で、チベット高原が一つの鍵となる。チベット高原は地球上で最大かつ最高の高原であり、約5,000万年前にインド大陸がユーラシア大陸に衝突し、潜り込むことによって形成された(Molnar *et al.*, 1993)。高原の上面は南端のヒマラヤ山脈を除き、標高約5,000mに近く、きわめて平滑な面を特徴とする。中国の地質構造はチベット高原の形成過程を抜きには語れないが、ここでは、それが黄河にも大きな影響を与えていることを述べてみよう。

チベット高原はその標高が対流圏の半分にも達するため、南側の湿潤な暖気団と北側の乾燥した寒気団の障壁となるだけでなく、海洋に比べて大陸の熱しやすく冷めやすい特性から、夏には大気の大熱源となり、冬には大気の大冷熱源となって、アジアモンスーンと呼ばれる季節風を発生させる(安成, 2004; 第12図)。このため、チベット高原の西方と北方には乾燥地帯(カラコルム山地、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠)が形成され、東方と南方には湿潤地帯(中国南東部、ガンジス平野)が形成されている(酒井, 1997)。とく



第12図
チベット高原とアジアモンスーンの関係(安成, 2004をもとに作図).

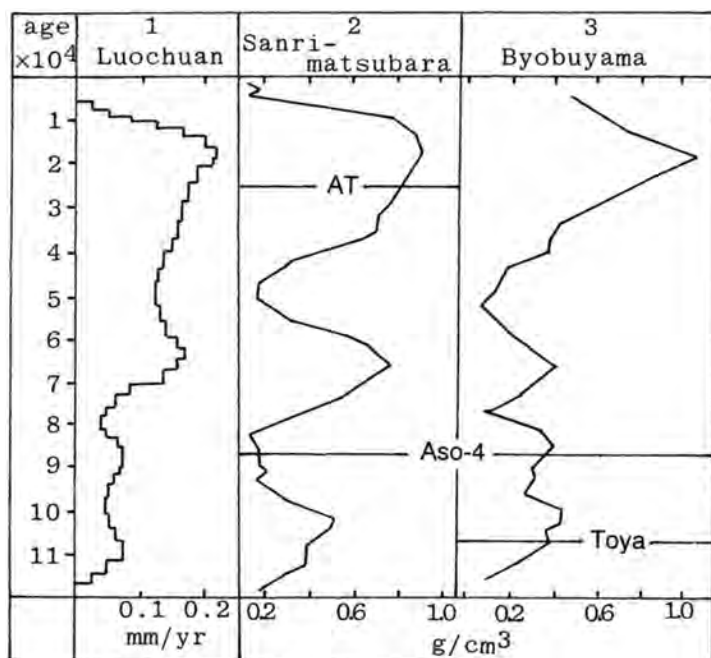
に、東方の湿潤地域は南北気団の会合点の位置にあって、東アジアに梅雨前線が発達する原因となっている(第12図)。チベット高原が、このようなアジアモンスーンを形成する標高に達したのはいつのことであろうか？

チベット高原の隆起説には、800万年前以降の急激な隆起説や200万年前以降の急激な隆起説などがあるが、いずれも、現在に近づくほどより隆起しているという点では一致している(酒井, 1997)。古気候学的証拠からいえば、チベット高原がアジアモンスーンを支配するまで隆起したのは、800万年前以降とみられる(Molnar *et al.*, 1993)。チベット高原を構造帯に分けると、北東の構造帯ほど若く、チベット高原は北東に向かって成長していることがわかる(Tapponnier *et al.*, 2001)。最も北東の崑崙構造帯は800万年前以降に成長したチベット高原の最も若い部分を表している。前述の蘭州などは、ちょうどこの位置に当たっている。

チベット高原が現在も隆起しつつあり、北東方向に成長しつつあることは、黄河の発達史に大きな影響を与えている。黄河の現在の流路をみると、蘭州付近から黄土高原の北側を大きく迂回していることに少し違和感を覚えるであろう。黄河は蘭州付近から現

在の渭河(Weihe)に抜けた方がずっと最短コースになるからである。黄河地下水プロジェクトの過程で、私は黄河がかつては渭河を流路としていたのではないかという仮説を抱き始め、これを何とか実証できないかと考えていた。しかし、文献を調べて行くうちに、この考えはすでに静岡大学の林愛明さんが実証していることがわかった(Lin *et al.*, 2001)。それによれば、河床堆積物の分布からみると、黄河は約800万年前より以前には、現在の渭河を流路としていたらしい。しかし、前述のように、800万年前頃に、チベット高原北東端の崑崙構造帯が成長し始め、これが渭河に通じる流路を遮断し、黄土高原の北側を迂回させることになったのである。これはチベット高原の成長が黄河に与えた一つの大きな事件である。

しかし、これは800万年前の事件に過ぎない。チベット高原は、前述のように、現在に近づくほどより隆起しており、現在も黄河に影響を与えている可能性が十分にある。チベット高原が北東に成長すると、チベット高原東端の南北気団の会合点である降水帯(前線)が、北東に移動することになる。それとともに、降水帯の北側の砂漠化地帯も北東に移動することになる。このチベット高原北東端の隆起速度は、チベット高原の現在のGPS測定データからみて、せいぜい



第13図
11万年前以降の黄土高原洛川(1)、福岡県三里松原(2)、青森県屏風山(3)における黄土堆積速度の変化(成瀬・小野, 1997).

1cm/年程度に過ぎない。しかし、これが11万年続けば、その標高差は1,100mとなって、無視できない規模となる。このことからみて、最初に述べた蘭州付近で観察した黄土層は、11万年前頃の最終氷期の初期に、蘭州付近がより低い標高にあって、砂漠的環境を保っていたことを意味するのではないだろうか？その後、蘭州付近がより隆起して南北気団の会合点となり、とくに1万数千年前から現在までの湿潤な間氷期の間に、水系による開析が進んだのではないだろうか？そして、そこにあった砂漠的環境は、現在ではより北東の黄土高原地域に移動しつつあるのではないだろうか？ここでは、この仮説を砂漠化地帯北東移動説と呼ぶ。

現在のところ、11万年前から現在に至る地域的な降水量データがないため、地質学的な証拠以外に、砂漠化地帯北東移動説を実証する直接的なデータはない。しかし、1971-2000年の降水量データを地域的に調べてみると、瑪多、西寧、蘭州等の黄河上流域のみは降水量の微増地域となっている(村岡ほか, 2006)。地球温暖化傾向の中で、これらの地域の降水量の微増傾向を説明するためには、湿潤地域の相対的な移動を考える砂漠化地帯北東移動説が数少ない可能性の一つであるように思われる。もし、この仮説が正しければ、1970年代以降、黄河の下流域で頻繁

に起こっている断流現象は、人為的な河川水・地下水の過剰採取という原因に加えて、砂漠化地帯の北東移動に伴って、そもそも黄河流域主部の降水量が減少していることも大きな原因の一つということになる。ただし、11万年間の降水量変化を、1971-2000年という短期間の降水量変化から類推することは、あまりに無謀である。そこで、さらに手掛かりを求めて、文献を調べて行くうちに、一つの興味ある地質学的データにたどり着いた。成瀬・小野(1997)は、黄土高原の洛川、福岡県三里松原、青森県屏風山の3地点における黄砂の堆積速度を発表している。これによれば、これらいずれの地点においても、黄砂の堆積速度が、11万年以降、次第に増大しているのである(第13図)。これは人為的な地球温暖化の影響が全くない時代のデータであるため、砂漠化地帯が徐々に北東に移動し、日本に近づいているという砂漠化地帯北東移動説を傍証する有力なデータといえるのではないだろうか。

いずれにせよ、黄河の水を枯渇させる原因は、河川水・地下水の過剰採取、地球温暖化による砂漠化地帯の拡大、チベット高原の成長による砂漠化地帯の北東移動等々、いくつもあり、人為的に対処できることは全て行う必要があるように思われる。

6. あとがき—地質研究者出身の温家宝

黄河地下水プロジェクトに参加している間に、中国に関して、研究以外にも様々なことを学んだ。その一つが、フエンジャバオ温家宝首相が地質研究者出身であるという事実である。以下は、温家宝という人について、主に人民中国編集部(2003)からの素描である。

温家宝は1942年9月に、天津市北辰区宜興埠鎮の温家胡同で生まれた。温家宝の祖父も父母も、みな教師だった。温家宝は幼年時代を戦乱の中で過ごした。温家宝は1960年に、北京地質学院に入学した。北京地質学院とは、建国間もない1952年に、中国が鉱物資源の探査を積極的に推進するために、当時の北京大学、清華大学、北洋大学(現在の天津大学)、唐山鉄道学院(現在の北方交通大学)の地質学部を合併して設立したものである。1987年には中国地質大学(The China University of Geosciences)と改称し、武漢(本部)と北京の両市に学校を設置して、現在に至っている。温家宝は成績優秀で、学部を卒業した後、同学院の構造地質専攻の修士課程に合格した。そして1968年2月、大学が文化大革命によって、とても研究などできる状態ではなくなったため、彼は研究室に見切りをつけた。そして、自ら進んで、当時辺境の地と見なされていた蘭州のある甘粛省に奉職を希望し、以後14年間にわたり、甘粛省で地質調査や測量に従事した。彼が作成した甘粛省地質構造図は高い評価を受けているという。温家宝は1982年に異例の抜擢を受けて、北京の国務院地質鉱産部に転任する。ここから、中央のエリートコースを一気に駆け抜けることになる。

しかし、温家宝は中央のエリートとなってからも、人望の厚さを象徴する心温まるエピソードに事欠かない。有名な事例の一つが、1998年の副総理就任直後に起こった長江(揚子江)の大洪水である。1998年8月4日、九江県江州鎮の堤防が決壊した。温家宝はすぐに現場に駆けつけ、洪水が引いたあとに残された泥の中を歩いて被災民を見舞った。彼は被災民の家の中で、びしょ濡れた小さい椅子に腰を下ろし、一般大衆といっしょに、どのようにして生産を回復するか、家屋敷をどうやって再建するかを話し合ったという。

ごく最近の2004年10月27日に、中国四川省漢源県で政府が収用した土地の補償に不満を持った農民ら

数万人が抗議行動を起こした。鎮圧に当たった多数の警官と衝突した結果、農民の男性1人が死亡した。翌28日に、反発した農民側は男性の遺体を掲げて、「汚職役人打倒」、「地元政府は温家宝首相の言う通りにしろ」などと叫んでデモ行進を行った。この事例をみても、温家宝総理がいかに庶民から厚い信頼を得ているかが明らかである。

日本ではほとんどみられないことながら、この温家宝総理のように、科学技術者自らが国家のトップを務めることの効果は計り知れない。現在、中国では、奥深い地方においてさえ、科学技術向上のスローガンが至るところに掲げられており、科学技術重視の姿勢が至るところにみられる。中国の最近の先見性に富んだ資源エネルギー政策についても、温家宝総理の影響力が大きいと言われている。たとえば、中国では2006年1月1日から再生可能エネルギー法を施行しており、もちろん、地熱エネルギーもその対象に含まれている。目をわが国に転ずれば、最近、理科教育がますます軽視されてきており、高校においても、地学を学ばないまま卒業する生徒数の方が多くなってきている。これでは、地球環境問題を国民的に浸透させることなど、出来ない相談ではないであろうか? このような科学技術軽視の基本姿勢を改めない限り、中国の台頭という構造的なデフレ不況からの脱却は困難なのではないであろうか?

文 献

- Fournier, R.O. (1991) : The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock. *Geophysical Research Letters*, 18, 6,248-6,252.
- Gao, W., Chen, Z. and Xie, X. (1995) : The fundamental characteristics of active faults in China. *Quaternary International*, 25, 13-17.
- Hu, S., He, L. and Wang, J. (2000) : Heat flow in the continental area of China: a new data set. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 407-419.
- 人民中国編集部(2003) : 洪水と闘った信念の人温家宝-新総理の横顔-. 人民中国, <http://www.peopleschina.com/maindoc/html/zhuwen/200305/zhuwen18.htm>.
- Kemp, R.A., Derbyshire, E. and Meng, X. (2001) : A high-resolution micromorphological record of changing landscapes and climates on the western Loess Plateau of China during oxygen isotope stage 5. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170, 157-169.
- 黄河領域地下水班(2005) : 黄河流域の地下水の収支・循環機構解明(リーフレット). 8p.
- Lin, A., Yang, Z., Sun, Z. and Yang, T. (2001) : How and when did the Yellow River develop its square bend? *Geology*, 29, 951-954.
- 梁 秀山(2002) : 黄河流域の水環境管理. 北東アジア・アカデミ

- ク・フォーラム2002 in 京都, <http://www.joho-kyoto.or.jp/~acdfo/data/2001/zk0017.html>.
- Manning, C.E. and Ingebritsen, S.E. (1999) : Permeability of the continental crust: Implications of geothermal data and metamorphic systems. *Reviews of Geophysics*, 37, 127-150.
- Molnar, P., England, P. and Martinod, J. (1993) : Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics*, 31, 357-396.
- Molnar, P. and Tapponnier, P. (1975) : Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- 森 康二・西岡 哲(2007) : 地下水循環モデルの構築とシミュレーション. 地質ニュース, 629号, 43-51.
- Muraoka, H., Tateno, M. and Okubo, Y. (1999) : Brittle-plastic transition penetrated by the well WD-1a beneath the Kakkonda geothermal field, Japan. *Geol. Surv. Japan Interim Report*, no.EQ/99/1, 66-68.
- Muraoka, H., Uchida, T., Sasada, M., Yagi, M., Akaku, K., Sasaki, M., Yasukawa, K., Miyazaki, S.-I., Doi, N., Saito, S., Sato, K. and Tanaka, S. (1998) : Deep Geothermal Resources Survey program: igneous, metamorphic and hydrothermal processes in a well encountering 500 °C at 3729m depth, Kakkonda, Japan. *Geothermics*, 27, 507-534.
- 村岡洋文(2005) : もう, 世界の遠隔地でも地形データに困らないーSRTM地形データの効用ー. Green News (地圏資源環境研究部門広報誌), No.8, 5-6.
- 村岡洋文・大谷具幸(2000) : WD-1a井の全岩化学分析による葛根田地熱系のプロファイリング. 地質調査所報告284号, 35-55.
- 村岡洋文・玉生志郎・石井武政・内田洋平・高 存栄・徐 慧珍・韓 占涛(2006) : サブテーマ(5) 課題1③帯水層区分および地質構造の解析(その1). RR2002課題6平成17年度研究成果報告書, 文部科学省研究開発局, 134-138.
- 成瀬敏郎・小野有五(1997) : レス・風成塵からみた最終氷期のモンスーンアジアの古環境とヒマラヤ・チベット高原の役割. 地学雑誌, 106, 205-217.
- 酒井治孝(1997) : モンスーン気候はいつ始まったのか? 地学雑誌, 106, 131-144.
- Shao, S. and Wang, M. (1989) : Quaternary Map of Huang-Huai-Hai Plain in China 1:1,000,000 and Quaternary Lithofacies Paleogeographical Map of Huang-Huai-Hai Plain in China 1:2,000,000 with Explanatory Notes. Geological Publishing House, 66p.
- Tapponnier, P., Xu, Z., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. and Yang, J. (2001) : Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294, 1671-1677.
- Wang, J. and Ye, Z.R. (2006) : Dynamic modeling for crustal deformation in China: Comparisons between the theoretical prediction and the recent GPS data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 155, 201-207.
- 安成哲三(2004) : アジアモンスーンと日本の気候. <http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/report/2004/jan/yasunari.html>.
- Zhang, Y.Q., Mercier, J.L. and Vergdy, P. (1998) : Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 285, 41-75.
- Zhang, Y.Q., Ma, Y., Yang, N., Shi, W. and Dong, S. (2003) : Cenozoic extensional stress evolution in North China. *Journal of Geodynamics*, 36, 591-613.

MURAOKA Hirofumi (2007) : Yellow River Groudwater Project: Expansion from geology to earth-environmental science.

<受付: 2006年10月31日>