

Taklimakan Desert as Seen from Satellites—Application of remote sensing

Kiyoshi TSUCHIYA* and Yoshinari OGURO*

Since Taklimakan desert is out of direct satellite receiving station coverage the satellite data of the desert is extremely limited. Basted on available satellite data studies are made on the surface feature of Taklimakan desert. A mosaic image of the desert indicates well developed longitudinal sand dunes in the eastern and central parts and salt distribution along the rivers and places flooded in the melting season.

The detailed image analyses of a few selected areas indicate following features. In the oasis of homeland of the 31-35 Agricultural Troops in the downstream basin of the Tarim River flowing in the north to eastern periphery of the desert, newly developed farmlands are identified. It was also found that water in the reservoirs, lakes and marshes was decreased in the past 19 years.

In Hotan oasis and its surroundings in the south of the desert, no significant desertification is recognized in recent 20 years showing the success of anti-desertification activities since there was a large scale desertification from the early 1950 to the end of 1960's in the area. The farmland is easily identified since it is a regular shape surrounded with anti-sand poplar trees. In spite of the fact that there is a fairly large sand transport associated with a sand storm, no significant transformation is recognized in large sand dunes of easily recognizable size in a satellite image, which can be explained by the following hypotheses. Although there is an instantaneous convergence or divergence in sand transport, the continuity condition is satisfied with a balance of the lost and the gained sand transport in the long term. There is a limit in the size of sand dune development and a steady state is attained after development into a proper size. There is a similarity between sand dune formation and that of convective clouds associated with a strong cold air outbreak into the warm ocean. An outstanding topographical effect on sand dune formation is recognized in Mazartag mountain range with an orientation perpendicular to the prevailing strong wind. Although height is low there appears a sharp discontinuity in the sand dune orientation across the range. In the windward side the sand dune orientation is along the mountain range and across the range it changes discontinuously into the orientation along the prevailing strong wind which is perpendicular to that of the range.

Roads, mountains, rivers, farmlands surrounded by high poplar trees and large sand dunes are recognizable however small sand dunes and the underground features of Taklimakan desert are not recognizable in JERS-1 SAR image.

Key Words : Remote Sensing, Taklimakan desert, Sand dunes, Hotan oasis

* School of Science and Engineering, Teikyo University, 1-1, Toyosatodai, Utsunomiya, 320 Japan.

(Received, December 20, 1995; Accepted, February 2, 1996)

人工衛星 SPOT データによるタクリマカン沙漠 オアシスの沙漠化地域の抽出

小黒 剛成*・土屋 清*

1. はじめに

地球環境問題の中で沙漠化も地球規模の大きな問題となっており、国際的にも広く認識されるようになった(安部ほか, 1994)。日本でもタクリマカン沙漠に関する多くの研究が行なわれ、我々も衛星データによる地表面状態の調査の一部を行なった(TSUCHIYA *et al.*, 1995)。沙漠化域の定義については多くの説があるが、本報告では「オアシスとその周辺の植生域が自然に裸地またはそれに近い状態に変化した所」と定義する。この定義による沙漠化域の抽出には衛星データが有効であるが、タクリマカン沙漠の現地調査結果より、相当数の住民の居るオアシスでは既に沙漠化対策がなされており、上記の定義による最近の沙漠化域はごく小規模となっている。したがって、沙漠化域の抽出には分解能の高い画像、特に高分解能センサを搭載したフランスの地球観測衛星 SPOT (土屋, 1990) のデータが有効である(小黒・土屋, 1995a, b, c)。

衛星データによる地表面状態の調査では、植生の反射率が高い近赤外域と低い可視域の分光反射率の差から得られる植生指数が主に利用されている。しかし、沙漠域の植生に対しては、この指数は必ずしも有効ではない。そこで、可視域のデータからのみ沙漠化域を抽出する簡単な方法を開発した。この方法を利用してタクリマカン沙漠北東部および南西部のオアシスにおける最近の沙漠化域の抽出を試み、ある程度の成果が得られたので報告する。適切な表現が見当たらないので、本方法を「乾燥地土地被覆分類法」と呼ぶことにする。

2. 乾燥地土地被覆分類法

沙漠化域の抽出に用いた可視域画像データのみを利用した乾燥地土地被覆分類画像作成法の概略を以下に示す(小黒・土屋, 1995a, b)。

(1) Xモード画像またはPモード画像データに対し、ヒストグラムの上限・下限共に 1~5 % の範囲を切り捨

て、残りの範囲に線形濃度階調変換(高木・下田, 1991: 475-478)を施す。

(2) Xモードの場合は可視全域の画像に変換する。このため、線形濃度階調変換後の各画素に対して、バンド 1 (可視域緑) とバンド 2 (可視域赤) の合計を計算し、この値の 1/2 を Xモード画像データとする。Pモードの場合は可視域画像なので本処理は不要である。

(3) Xモード画像データまたはPモード画像データに対し、大津の方法(大津, 1980)で裸地に対する閾値を求め、各画素値が閾値よりも大きい場合は最大値(8bitの場合は255)、小さい場合は最小値(0)となる2値化画像データを生成する。

(4) (2)で生成した画像データのビット反転画像データを生成する。

(5) R (赤) に(3)で生成した2値化画像データ、G (緑) に(2)で生成した可視域画像データ、B (青) に(4)で生成したビット反転画像データをそれぞれ割り当て、カラー合成画像を生成する。

上記の手順で生成したカラー合成画像の土地被覆と色の対応は次のようになる。濃青は植生の非常に豊かな地域または水域、薄青は植生がある程度残っている地域または河原、薄橙~薄黄は植生の僅かな地域、濃黄は裸地または塩の析出している地域を示す。

3. 沙漠化地域の抽出例

研究対象地域を図1に示す。図中のa, bは第二次世界大戦直後に開拓された第33農場で、塔里木河に沿ってその北西に第31, 32農場、南東に第34, 35農場がある。cは南部最大の和田オアシスを流れる喀拉喀什下流域である。次に衛星データ解析結果を示す。

1) 塔里木河下流(第33農場北部)

図2は1993年4月21日観測の第33農場北部のPモード画像で、写真1は前記の方法による図2の場所の土地被覆分類結果である。図2中央の区画整理された耕地が第33農場の北端で、これより北側は砂沙漠である。第33農



図 1. タクリマカン沙漠オアシス周辺の沙漠化域の抽出を行なった地域.

a, b は塔里木河下流, c は喀拉喀什河下流.

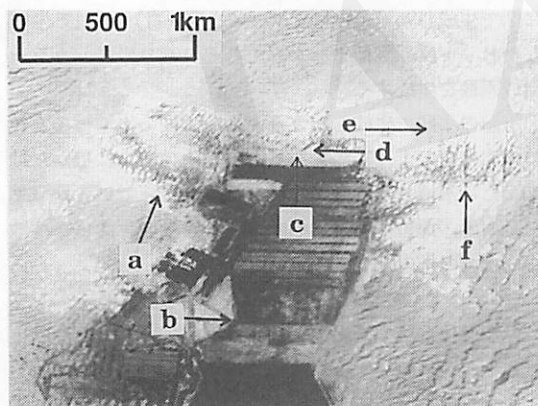


図 2. 塔里木河下流 (第33農場北部) の衛星画像 (1993年 4月 21日観測, Pモード画像).

a~f は図 3 の (a)~(f) に対応する.

場の中心はこの図の南東方, 塔里木河は更にその南西方にある. 写真 1 中央の区画整理された耕地の周囲に植生域 (青色) が点在している. この写真の右下に点在する青色の部分は砂丘の影が植生と誤分類されたものである. 一方, 図 2 中の a, d~f に対応する青色の場所は, 砂丘地帯であるにも関わらず少量の植生がある所を示している. これらは, 1993年 8月に実施した現地調査で確かめられているが, 更に1994年12月に実施した現地調査で再

確認した.

図 3 (a)~(f) は, 図 2 中の a~f の地点で矢印の方向に向かって撮影した写真である. 図 3 (a) は僅かな植生が残っている15年前迄の耕地跡, (b) は使用中の綿畑, (c) は1993年迄使用されていたが1994年は休耕中の農地, (d) は左部が休耕地, 右部は僅かな植生が残っている沙漠, (e) は8年前迄の耕作地で現在も植生のある荒地, (f) は灌漑用水路跡で植生が残っている.

以上の現地調査との比較の結果, この乾燥地土地被覆分類法は簡単ではあるが乾燥地の植生被覆状態の把握に有効であることが確認された. なお現地での聞き取り調査では, 貯水池の水量や塔里木河の流量の減少等により灌漑用水不足が起こりつつあり, 沙漠化が心配であるとのことであった. また, この地域の移動小砂丘の平均移動速度は2~3m/年であろうとのことであった.

2) 塔里木河下流 (第33農場南東部)

図 4 (a) は第33農場南東部の耕地の1989年 1月 20日観測の可視全域のXモード画像, (b) は1993年 4月 21日観測のPモード画像である. 図(a)が図(b)に比べて若干不鮮明なのは分解能の違いによるものである. 図(b)の a, e は耕地に接した小砂丘である. a地点の砂丘は, 西側で砂丘の影が鮮明で東側が不鮮明になることから, この砂丘は東ほど低くなり, 砂丘の尾根の方向は東西あるい

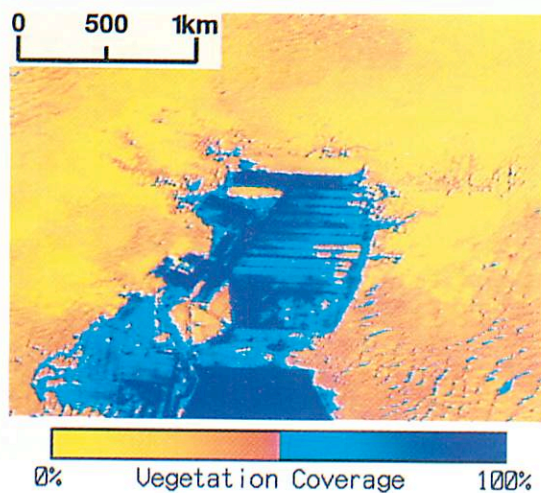


写真 1. 塔里木河下流（第33農場北部）の乾燥地土地被覆分類図（1993年4月21日観測）。

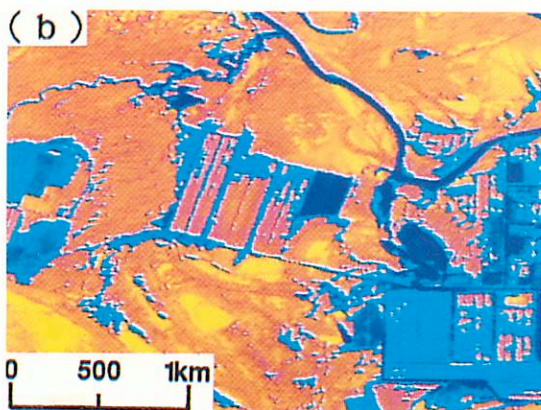
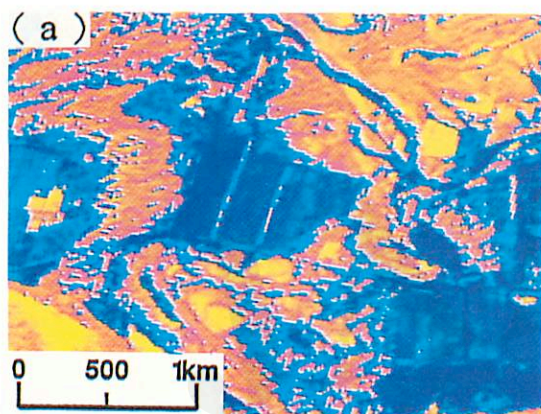


写真 2. 塔里木河下流（第33農場南東部）の乾燥地土地被覆分類図。

(a) 図4(a)のXモード画像の分類図（1989年1月20日観測）。

(b) 図4(b)のPモード画像の分類図（1993年4月21日観測）。

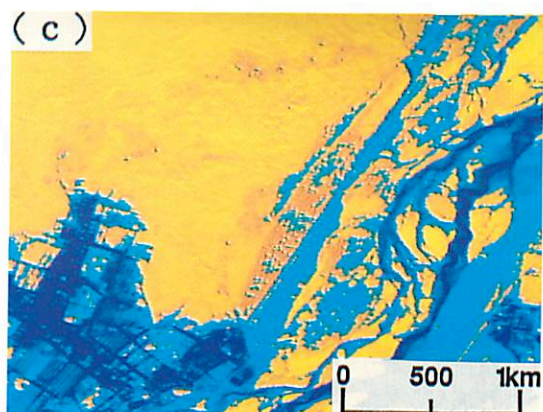
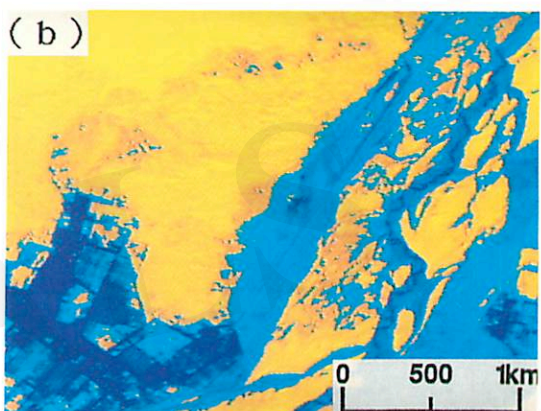
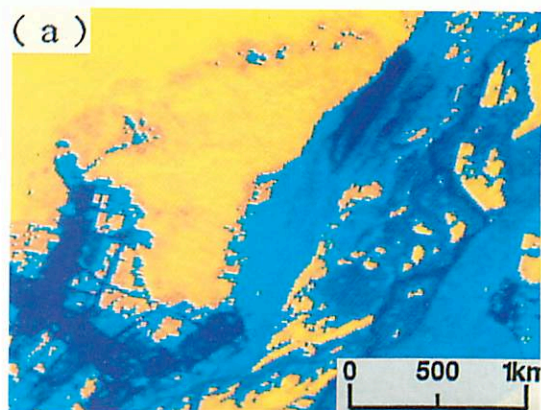


写真 3. 喀拉喀什河下流（和田市北方，喀瓦克南部）の乾燥地土地被覆分類図。

(a) Xモード画像の分類図（1988年10月12日観測）。

(b) 図7のPモード画像の分類図（1989年10月5日観測）。

(c) Pモード画像の分類図（1990年10月16日観測）。

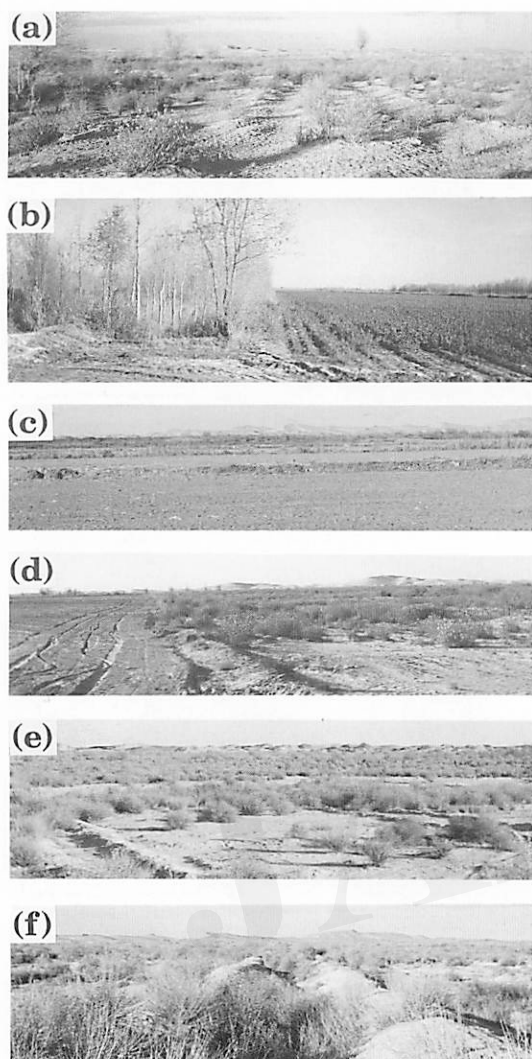


図 3. 塔里木河下流（第33農場北部）の現地の写真（1994年12月14日撮影）。

(a)～(f)は図2中のa～fの地点で矢印の方向に向かって撮影したもの。

は北東-南西方向であることが判読できる。また、e地点の砂丘の尾根の方向は北東-南西であることが判読できる。b地点の直線状の黒線は耕地の周囲の砂防ボラ並木である。

図5(a)～(f)は、図4(b)のa～fの地点で矢印の方向に向かって撮影した写真である。図5(a)は高さ10～15mの砂丘で、写真に写っている側が高く、裏側の方が低い。図5(b)は砂丘と耕地の間の防砂林、(c)は水域付近に析出した塩、(d)は道路とその両端の防砂林である。図5(e)は綿畑で、写真中央遠方に高さ5m程度の小

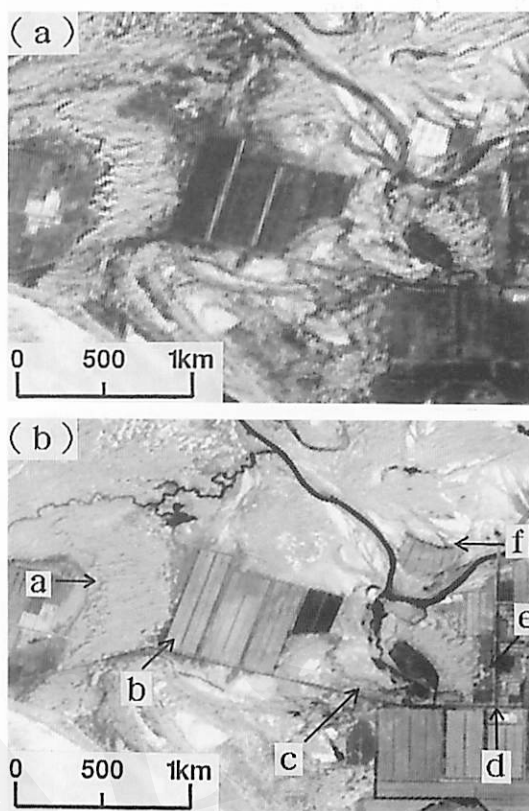


図 4. 塔里木河下流（第33農場南東部）の衛星画像。

(a) Xモード画像（1989年1月20日観測）。

(b) Pモード画像（1993年4月21日観測）。

a～fは図5の(a)～(f)に対応する。

砂丘の先端部分が見える。図5(f)は綿畑とその北端の灌漑用水路ならびに防砂林である。上記の現地写真の特徴は、図4の画像から判読した結果と良く一致している。ただし、図5(c)に示した丈の低い植生がある塩の析出地域は、図4の画像では裸地と同じように写り、裸地との識別が困難であった。

写真2(a)(b)は、図4(a)(b)の画像の乾燥地土地被覆分類結果である。写真2では、図4(b)のa地点の砂丘とその東側に隣接する耕地の間の植生域（青色）が減少していることから、砂丘は北東に進行しているものと推測される。

図6は、図4(b)のb地点の防砂林を基準とし、その西側の砂丘の先端部分の移動状況を写真2(a)(b)の分類図の重ね合わせにより求めた結果である。ここで、画像の重ね合わせは次のように行なった。以下の説明では、衛星画像中の1点を画素と呼ぶことにする。

(1) 両画像（640ピクセル×480ライン）を部分画像

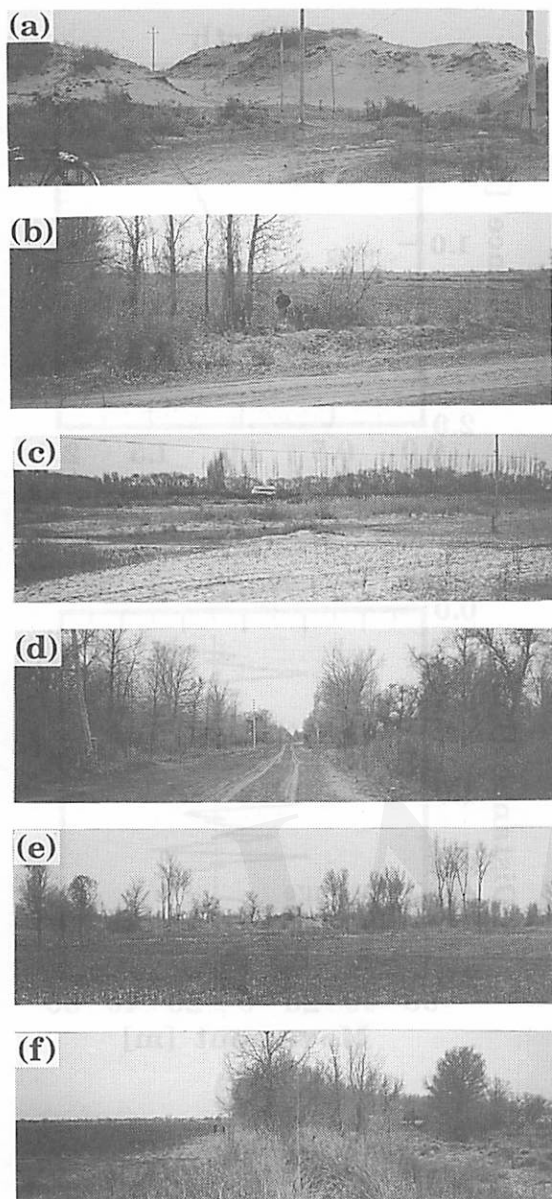


図 5. 塔里木河下流（第33農場南東部）の現地の写真（1994年12月15日撮影）。

(a)～(f) は図4 (b)中のa～fの地点で矢印の方向に向かって撮影したもの。

(16ピクセル×12ライン) に等分割する。

(2) 分解能の高い写真2 (b)の部分画像を基準として、写真2 (a)の部分画像をピクセル方向・ライン方向個々に1画素単位でずらしながら写真2 (a) (b)の各画素の輝度値の差の自乗和を求め、この値が最小になる位置を探索する。この探索は、画像の縁を除く $38 \times 38 = 1,444$ 個のすべての部分画像に対して行なう。

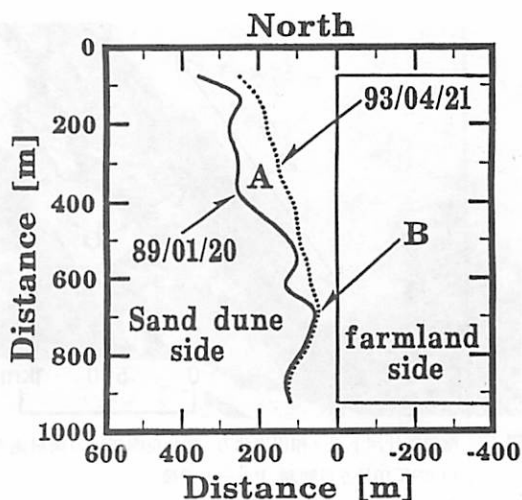


図 6. 写真2 (a) (b)から求めた図4 (b)のb地点付近の砂丘先端部分の移動解析結果。

A地点では砂丘の移動が見られるが、B地点ではほとんど砂丘の移動は見られない。

(3) 求めた1,444個の位置データを基にピクセル・ライン方向共に3次のアフィン変換（高木・下田, 1991: 427-429）を行ない、20個のアフィン係数を導出する。

(4) 導出した20個のアフィン係数を用い、写真2 (a)の画像全体を写真2 (b)に重ね合わせる。重ね合わせの精度は、ピクセル・ライン方向共に平均誤差0、最大誤差0.5画素以内である。

図6では、東側の四角形が図4 (b)のb地点の耕地に相当し、防砂林を東西方向0mの位置として、この防砂林の西側が砂丘および植生域、東側が耕地に対応する。図6のA地点では1989年～1993年の4年間で砂丘の先端が約120m北東に移動しているの、A地点での砂丘の進入による沙漠化の平均速度は30m/年となる。一方、砂丘と防砂林との間隔が狭くなるためか、A地点からB地点に近づくとも砂丘の耕地への進入は減少し、B地点の南側ではほとんど砂丘の進入は見られない。図6に示した耕地脇の南北約800mの範囲では、砂丘の進入による沙漠化の平均速度は13.7m/年で、沙漠化は北東方向に進んでいることが判明した。また、現地での聞き取り調査により、この防砂林は図4 (b)のa地点の砂丘からの飛砂を防ぐために植林されたものとわかり、図6の解析結果と一致した。

3) 喀拉喀什河下流（和田市北方、喀瓦克南部）

図7は、1989年10月5日観測の和田市北方の喀拉喀什河下流付近（喀瓦克南部）のPモード画像である。図7では、左下が区画整理された耕地、矢印aの左上が小砂

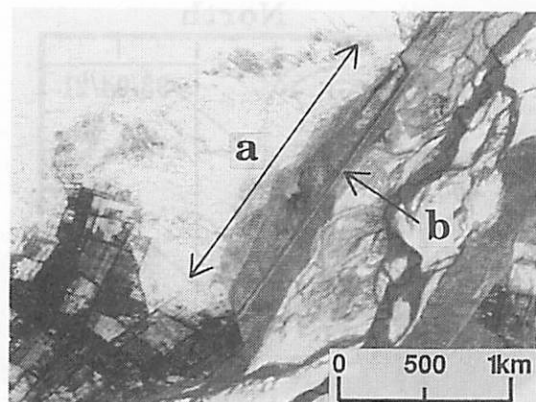


図 7. 喀拉喀什河下流（和田市北方，喀瓦克南部）の衛星画像（1989年10月5日観測，Pモード画像）。

矢印aの位置に小砂丘，矢印bの位置には矢印aと平行する直線状の道路がある。

丘のある沙漠，矢印aの右下が貯水池および植生域である。また，矢印bの先端には矢印aと平行する直線状の道路がある。さらに，この道路の右側の蛇行した暗い部分が喀拉喀什河で，その周辺の明るい部分は砂州である。

図7で示した地域の乾燥地土地被覆分類結果を写真3に示す。(a)は1988年10月12日観測のXモード画像，(b)は図7の1989年10月5日観測のPモード画像，(c)は1990年10月16日観測のPモード画像の分類結果である。写真3の分類結果より，図7中の矢印aの右下の植生域（青色）が(a)から(c)の順に減少していること，即ち沙漠化が進行していることがわかる。

図8は，写真3(a)の1988年の分類結果と(c)の1990年の分類結果を重ね合わせ，図7中の矢印aの右下（植生域の西端）にある砂丘の移動解析を行なった結果である。ここで，画像の重ね合わせは前記と同様に行ない，重ね合わせの精度はライン方向・ピクセル方向共に平均誤差が0，最大誤差は0.5ピクセル以内である。また，砂丘の移動解析は8連結の細線化処理（鳥脇，1988：56-59）により砂丘の尾根の位置を細線化で検出し，これらの位置変化から求めた。図8(a)の折れ線は1988年および1990年の砂丘の尾根の位置で，図8(b)は1989年の砂丘の尾根の位置を基準として求めた1990年の砂丘の尾根の位置の偏差である。

図8(b)より，解析を行なった図7の矢印aの位置の南北約1.5kmの範囲では，1989年から1990年の2年間で，砂丘の尾根位置の移動が最大の所で約30m（東方），平均移動距離は約10m/年となった。したがって，砂丘の平均移動速度は平均5m/年と推測される。

この地域は1994年9月に現地調査を行なった和田市か

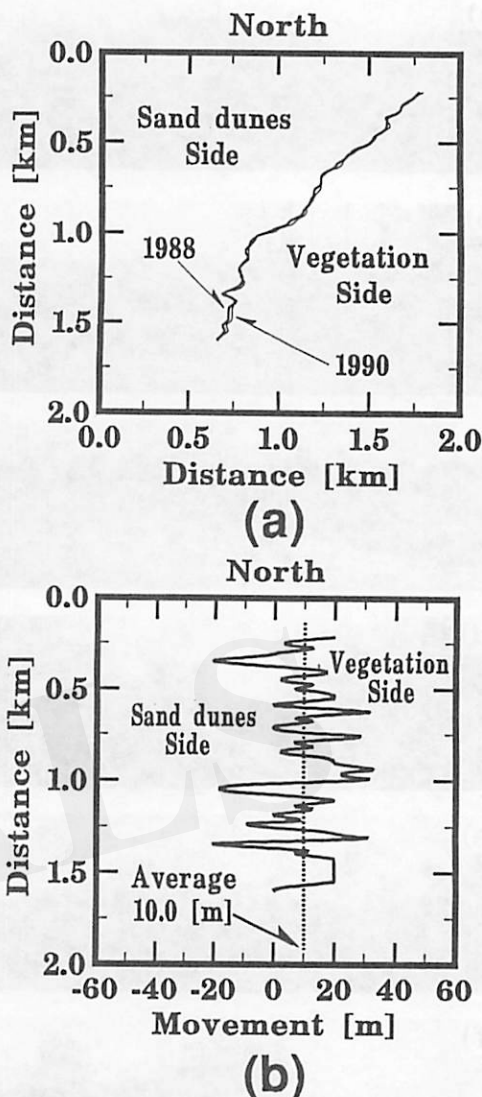


図 8. 写真3(a) (c)から求めた図7のa地点付近の砂丘の移動解析結果。

(a) 1988年および1990年の砂丘の位置。

(b) 1988年を基準とした1990年の砂丘の位置の偏差。

ら離れており，時間の都合で現地調査が行えなかった。そこで，実際に砂丘が移動しているのかあるいは画像の幾何変換誤差なのかを明確にするために，図7中の矢印bにある直線状の道路の位置誤差を求めた。この結果，写真3(a)と(c)の道路の位置の平均誤差は-0.78mとなった。したがって，前述の2年間の砂丘の平均移動距離は最大誤差1m以内，1年当たりの砂丘の平均移動速度は最大誤差0.5m以内であるものと推測される。また，前記の砂丘の移動方向は真木ほか（1995）の結果と一致し，図8の結果の正当性が確認できた。

4. おわりに

本論文では、タクリマカン沙漠を観測した衛星 SPOT データに乾燥地土地被覆分類法を適用し、タクリマカン沙漠のオアシス周辺の沙漠化域の抽出を行なった。

結果として、乾燥地土地被覆分類法は僅かな植生でもその地域を抽出することが可能で、沙漠化の現状を監視する有効な方法であることが検証された。また、多時期の衛星データに乾燥地土地被覆分類法を適用することで、砂丘の移動解析がある程度行なえることを示した。

しかし、乾燥地土地被覆分類法は砂丘の影などで誤分類が発生すること、また定量的な指標でないことなど改善すべき点も数多く残されている。

謝 辞

本研究は科学技術振興調整費「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」の一環として行なった。また、現地調査では中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所の劉 培君氏ならびに艾里西尔庫尔班氏をはじめ、多くの方々に協力を頂いた。ここに関係各位に心から謝意を表します。

引用文献

- 安部征雄・小島紀徳・遠山征雄 (1994) : 『沙漠物語』 森北出版。
 真木太一・潘 伯榮・杜 明遠・鮫島良次 (1995) : 中国北西部の新疆および特にトルファンにおける沙漠気候と砂丘移動。『沙漠研究』 4 : 91-101。
 小黑剛成・土屋 清 (1995a) : 人工衛星 SPOT データによるタクリマカン沙漠の地表面状態の把握。『日本沙漠学会講演要旨集』 6 : 41-42。
 小黑剛成・土屋 清 (1995b) : タクリマカン沙漠における砂丘移動と沙漠化について。『日本リモートセンシング学会学会術講演論文集』 18 : 157-158。
 小黑剛成・土屋 清 (1995c) : SPOT HRV を用いたタクリマカン沙漠の植生変動につて。『電子情報通信学会技術研究報告』 SANE94-105 : 25-30。
 大津展之 (1980) : 判別および最小2乗基準に基づく自動しきい値選定法。『電子情報通信学会論文誌』 J63-D : 349-356。
 高木幹雄・下田陽久 (1991) : 『画像解析ハンドブック』 東京大学出版会。
 土屋 清 (1990) : 『リモートセンシング概論』 朝倉書店。
 島脇純一郎 (1988) : 『画像理解のためのディジタル信号処理 (II)』 昭晃堂。
 TSUCHIYA, K., OGURO, Y. and YAMANASHI, M. (1995): Land surface features of Taklimakan Desert. *Final Report of JERS-1/ERS-1 System Verification Program (MITI/NASDA)*, 1 : 539-559.

Extraction of the Desertified Areas in Oases in Taklimakan Desert through the Analysis of SPOT Image Data

Yoshinari OGURO* and Kiyoshi TSUCHIYA*

A simple method to extract a desertified area in arid areas from satellite data is developed. The method utilizes image data of visible channels only. Application of the method to SPOT data covering two oases in Taklimakan Desert, the first in the northeastern part in the downstream of the Tarim River, the second in the southwestern part of the desert indicate following features. No large scale desertification has taken place recently in these areas except limited places where anti-desertification procedures are unsatisfactory.

The analysis of two image data taken in 1989 and 1993 over the first place indicates that a desertification took place in a small part in the eastern edge of the place with the average speed of 13.7m/year. On the other hand the analysis of images taken in 1998, 1989 and 1990 over Hotan oasis (2nd place), the largest oasis in the southwestern part of the desert indicates small desertified places in the downstream area of the western of Karakax River. The estimated speed of desertification is around 5.0m/year.

Key Words : SPOT, Taklimakan Desert, Desertification

* School of Science and Engineering, Teikyo University. 1-1, Toyosatodai, Utsunomiya, 320 Japan.

(Received September 11, 1995; Accepted February 2, 1996)

衛星データによるタクリマカン沙漠南部の ホータンオアシス周辺の地表土壌水分の評価

石山 隆*・森山雅雄**・竹内延夫*・梶原康司*・杉原滋彦***・刘 培君****

1. はじめに

土壌水分は地表の熱収支の見積りにとって太陽放射、気温、地表温度、風速等と共に重要なパラメータの一つである。特に沙漠化の問題に関しても土壌水分は重要な課題である。沙漠化の研究において土壌水分が重要な研究課題の理由として、干ばつや植生破壊により土壌水分が減少すると土壌の劣悪化が進み沙漠化が加速されること、また沙漠化の進行レベルのパラメータとして、地表温度、植生活性度に関係する因子になる(宇宙開発事業団, 1991)。また沙漠のダストストーム問題の重要性から、土壌水分の役割の一つとして、土壌に含まれるわずかな地表面土壌水分が著しく砂の移動を妨げ、風食による被害を防ぐ(CHEPIL, 1956)。また地表面土壌水分はアルベドにも大きく影響を与えるので、気象学や気候学などの研究にも貴重なデータとなる(GLANTZ, 1987)。事実、沙漠におけるアルベドのデータは少なく、気候のシミュレーションを行なう場合には障害となっているため、土壌水分のリモートセンシングに有効であると考えられる。本研究では中国タクリマカン沙漠南縁のホータンオアシスの地表土壌水分を人工衛星によるリモートセンシングデータを解析して推定し、地表面土壌水分分布図を作成してホータン周辺の水文状態を考察する。

リモートセンシングによる土壌水分推定の初期の試みは、航空写真の判読によるものであった(BELCHER *et al.*, 1951)。これは白黒写真の濃淡から地形、流域や植生等の情報を考慮して土壌水分を推定する手法である。近年、リモートセンシングによる土壌水分の研究は人工衛星やセンサーの発達によって、可視、近赤外、熱赤外、マイクロ波の各波長域の情報を解析して行なわれている。これらの情報は単一の波長ばかりでなく、複数の波長のデータを利用して地表の特性やその時間変化を解析することが多い。FUKUHARA *et al.* (1980) は異なる2時期のランドサットMSSデータから、土壌の色の変化が認

められた場合は土壌水分の変化と考え、土壌水分変化の抽出をMSS 7バンドとMSS 5バンドのそれぞれの値から植生の影響を除去し、両者のバンド比をとって、それを土壌指数という概念で表わして検討した。斉藤ほか(1985)は異なる時期のランドサットMSSデータから、土壌の色を抽出し重ね合わせて差し引きすることで土壌の水分状況の変化が抽出されたと考えた。香西ほか(1989)は可視と近赤外のバンド比の有効性を実験から導き、それを乾燥地の降雨前後のNOAAデータの解析に応用して土壌水分を解析した。しかし土壌水分の評価に可視と近赤外のバンド比が有効でないという報告もある(MUSICK and PELLETIER, 1986a)。CHILSON *et al.* (1987)はNOAAデータの熱赤外バンドを用いて、降雨による土壌水分のマッピングを行なった。REGINATO *et al.* (1977)は航空機MSSのデータによる土壌水分の評価を試みたが有効性が認められなかった。しかしMSSのデータは土壌のタイプの同定には有効であろうと提案した。またMUSICK and PELLETIER (1986b)はLandsatのTMの幾つかのバンド比の組み合わせと土壌水分の関係を検討し、その中で5バンドと7バンドの比の値は土壌水分が多い場合にのみ相関が認められるが、逆に少ない場合には相関が小さいと述べており、むしろ土壌中の炭酸塩の検出のためにこのバンド比を用いるべきだとも報告している。

マイクロ波によって観測したデータから土壌水分の検出の試みも数多く行なわれている(ULABY *et al.*, 1974; SCHUGGE *et al.*, 1974, 1986; ESTES, 1977; SCHMUGGE, 1980; DOBSON and ULABY, 1981; JACKSON, 1988)。SCHMUGGE *et al.* (1974)は航空機に搭載したマイクロ波放射計によって地表の土壌水分を観測し、土壌水分が増加するにつれて輝度温度が減少することを報告した。Idso *et al.* (1975)はマイクロ波と熱赤外部の情報によって土壌水分の検出の可能性を提案している。特にマイクロ波は地表面下10cmまでの水分を評価するには最も良い方法であるが、解析が複雑であることも付け

* 千葉大学環境リモートセンシング研究センター

** 長崎大学工学部

*** 水産大学校漁業学科

**** 中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所

加えている。CHOUDHURY and GOLUS (1988) は NIMBUS 7 搭載のマイクロ波センサ SMMR の輝度温度と土壌の湿り気を回帰分析して良い相関を得た。WANG (1983) はマイクロ波放射計の 1.4GHz, 5GHz と 10.7GHz の波長を用い、土壌水分と輝度温度の相関を調べ、土壌水分と輝度温度は負の相関があることを見いだした。また CHOUDHURY (1992) はマイクロ波の 37GHz における Polarization difference によって、裸地の土壌水分検出に可能性を見いだした。このようにマイクロ波を使った土壌水分量のリモートセンシングは有望であるように思われる。しかしまだその方法は確立されておらず、現実に使用できる衛星センサーは限られている。またセンサーの地上分解能が低いことなど、データに欠点がある。そこで比較的データの入手し易い、かつデータ数の多い可視および近赤外のセンサーで取得したデータを利用するのが現実的である。ところが前述の通り、過去の多くの研究から反射率と土壌水分との間には良い相関があることが解明されているが、リモートセンシングによる土壌水分評価の実用技術としては確立されていない。この原因は衛星と地上間の光学的な過程を明確にして衛星データを取り扱うことが解決されていないことによる。そのためリモートセンシングによって得られる情報が未だに定性的な域を脱せず、人工衛星による沙漠の情報が沙漠の研究に利用されるまでに至っていないのが現状である。

2. 衛星データの解析手法

人工衛星による土壌水分の評価の研究は電磁波の可視、赤外部およびマイクロ波において「土壌水分と放射量との間には高い相関がある」という多くの基礎的な実験から導かれた理論に裏付けされている。しかし土壌水分の評価のみならず、多くの研究分野においてリモートセンシングデータからある物質の定量的な評価を行なう場合、衛星と地上間に存在する大気の影響がその解析精度の向上の妨げとなっている。例えば、海洋や陸水の水質情報をリモートセンシングデータから解析するに当たり、雑音として作用する光路輝度（パスラジアン）を前もって除去する必要がある。大気は様々なガス成分やエアロゾル等から構成されているが、大気の大部分を占める窒素や酸素などの比較的安定した混合比をもつものから、エアロゾル、水蒸気等の時間的、空間的に光学特性や分布が変化するものまでである。その中で、太陽光の影響の及ぶ可視部から赤外部では大気による散乱、吸収の度合いを推定する必要がある。しかし現在、衛星データに記録された対象物の輝度値から雑音となるパスラジアンを除去して、絶対輝度値を求める確立した方法がないの

が現状である。

また大気の散乱以外にも光源となる太陽の位置や地表面の地形効果などの複雑な光学過程が存在して、衛星データの解析をより困難なものとしている。そこでパスラジアンや地形の効果を除去する一つの簡易的手段として、衛星データのバンド間の輝度値の比を計算する方法があり、それによって比較的安定なバンド間の相対的情報が得られる (ELIASON, 1981)。ISHIYAMA *et al.* (1993) はランドサット TM バンドから 6 バンドを除いた 2 バンドを選び、両者の輝度値の比を計算することによって土壌水分との関係を検討した。その結果、ほとんどのバンドの組み合わせの場合、両者は高い相関が得られず、土壌水分量が 6 % 以上において TM 5 と TM 7 の比にのみ弱い相関が見られた。しかし MUSICK and PELLETIER (1986a) によると、10% (重量) 以上の高い水分量では 5 と 7 バンドの比を用いることによって相関のある結果が得られると報告した。しかし本研究では乾燥地の地表面を対象としており、土壌水分は少ない地域である。そのため土壌水分の評価にバンド比法を適用することは難しく、絶対輝度値より計算することが最善の方法といえる。

そこで本研究ではランドサット TM データの輝度値からホータンオアシス周辺の地表面土壌水分の推定を試みるために、大気補正のためのモデル式を考える。

衛星データから大気の影響を除去して放射量を補正する方法は多くの研究 (HOLBEN, 1986; KAUFMAN and SENDRA, 1988; TANRE *et al.*, 1988; 高島・増田, 1988) が行なわれてきたが、効果的な方法は現在のところ見当たらない。この原因は、大気散乱において大きな役割を占めるエアロゾル量の推定が困難であることによる。そしてエアロゾル量の正確な値を調べるためには、他のセンサーを用いてエアロゾル量の観測を行なう方法や、あるいは衛星の観測と同期して地上観測を行なう必要がある。しかしこれらの方法による現地でのエアロゾルの観測は容易ではない。そして大気の影響をより高精度で把握するには、大気中の各種のガス成分、エアロゾル量、さらに地表面の反射特性を知る必要がある。このように大気と地表面の散乱過程の計算は複雑である。そこで大気を均質、単一層と仮定した単一散乱モデルを用いた大気補正を試み、標準大気モデル LOWTRAN 7 (KNEIZYS *et al.*, 1989) によるシミュレーションによって大気パラメーターを決定して衛星データの絶対輝度値を算出する。

なお、本論文で提案した単一散乱モデルの詳細については補遺で述べる。

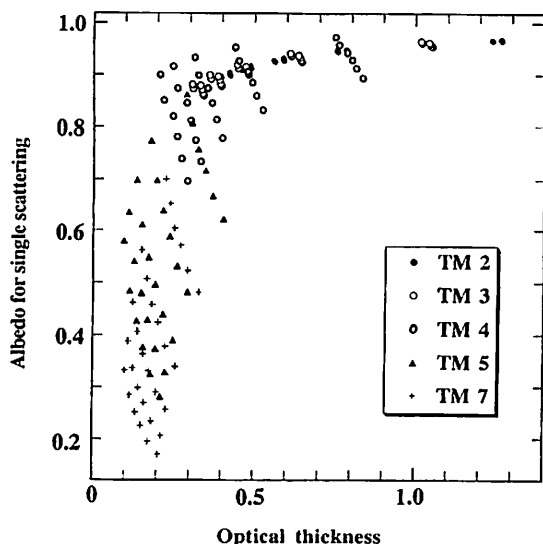


Fig. 1 Albedo vs optical thickness for single scattering.

3. 衛星データの大気補正

1) 単一散乱アルベドの推定

LOWTRAN 7で計算した散乱による透過率と吸収による透過率により、それぞれの光学的厚さを求めた。得られた光学的厚さから単一散乱アルベドを補遺の (A1) 式を用いて計算した。Fig. 1 に光学的厚さと単一散乱アルベドの関係を示す。バンド 2, 3 の可視域では、光学的厚さの増加に従い単一散乱アルベドは単調に増加しているが、それ以上の長い波長域（近赤外～短波長赤外）では広がりをもった分布を示している。これは長波長域では、大気中の水蒸気による吸収が散乱効果に比べて無視できない大きさであることが原因である。このことは近赤外域の大気補正には大気中の水蒸気量の正確な推定が必要であることを意味している。

衛星データのみから大気補正を行なう場合、未知数を削減する必要があるため、本研究では単一散乱アルベドを光学的厚さの関数として表わした。

$$\omega_0 = A[1 - \exp(-B\tau)] \quad (1)$$

ここで A, B は回帰係数である。上記の回帰式は非線形回帰問題であるため、非線形最小二乗法により回帰係数を求めた。Table 1 に回帰係数と RMS 誤差を示す。

2) 散乱非対称因子の推定

本研究で使用する単一散乱モデルは大気が鉛直方向に均質な単一層モデルを仮定しているが、実在大気は各種気体量、エアロゾル量とその粒径分布が異なるため、単一層モデルで用いる散乱非対称因子は鉛直方向の平均値

Table 1. Regression coefficient of albedo for single scattering.

Band	A	B	RMS
2	9.598E-01	6.383E+00	7.352E-03
3	9.497E-01	7.331E+00	1.307E-02
4	8.983E-01	9.575E+00	6.696E-02
5	6.253E-01	1.128E+01	1.513E-01
7	1.205E+00	2.012E+00	1.362E-01

Table 2. Average values of asymmetry factor for scattering.

Band	g
2	0.449
3	0.504
4	0.935
5	0.644
7	0.672

である必要がある。本研究ではLOWTRAN 7で計算した単一散乱の場合のパスラジアンズ: I_p^0 から、(A3) 式を満たす散乱非対称因子: g を二分法により求めた。

散乱非対称因子はエアロゾル量だけではなく粒径分布やエアロゾルの種類などによって変動する。このため、散乱非対称因子を光学的厚さの関数として表わすことは過剰仮定となる恐れがあるため、本研究では散乱非対称因子は一定と仮定した。各バンドの平均値を Table 2 に示す。

3) 多重散乱係数の推定

本研究では単一散乱モデルを採用したため、実在の多重散乱効果を単一散乱によるパスラジアンズの係数（多重散乱係数）として考慮する。多重散乱係数 C を以下のように定義し、LOWTRAN 7により求めた多重散乱によるパスラジアンズと、単一散乱によるパスラジアンズから (A6) 式により回帰係数 a_1, \dots, a_6 を求めた。ここで Table 3 に回帰係数を示す。

4) 地表面反射率の推定

上記の仮定により各バンドの最低画素値、太陽天頂角、および対象画素値より対象画素の地表面反射率が推定できる。解析に用いた Landsat 5 号（観測日: 1988. 7. 27）のホータン通過時間は地方時午前9時39分で、その太陽天頂角は 40.2° である。

ここで Landsat TM で得られたデジタル値は放射輝度と線形関係にあり、TM デジタル値から絶対放射輝度 ($R: \text{mw/cm}^2 \text{ sr}$) への変換は次式で与えられる（リモートセンシング技術センター, 1990）。

Table 3. Regression coefficient of multiple scattering coefficient.

Band	a ₁	a ₂	a ₃	a ₄	a ₅	a ₆
2	-.242E+01	.442E+01	.177E+01	-.434E+01	.605E+00	.160E+01
3	-.169E+01	.279E+01	.123E+01	-.314E+01	.134E+01	.135E+01
4	-.159E+01	.499E+01	.126E+01	-.530E+01	.126E+01	.964E+00
5	-.202E+00	.748E+00	.217E+00	-.182E+01	.167E+01	.964E+00
7	-.722E-01	-.581E+00	.128E+00	-.791E+00	.176E+01	.928E+00

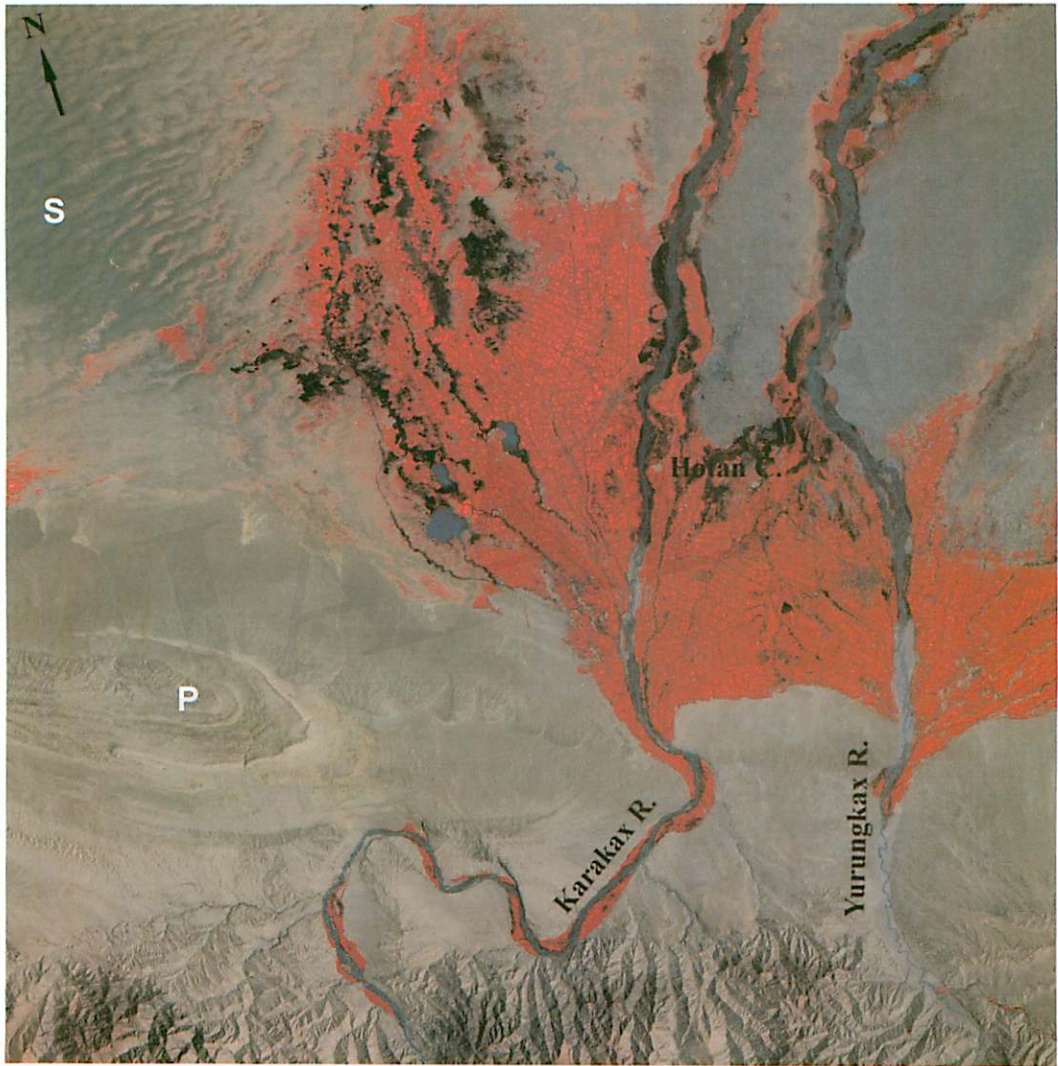


Fig. 2 Landsat TM false color image of Hotan (Path: 146, Row: 34, 1988. 7. 27).
The letter S and P denote the sand dune, plateau respectively.

$$R = \frac{x(R_{\max} - R_{\min})}{255} + R_{\max} \quad (2)$$

ここで、 R : 絶対放射輝度、 x : CCT デジタル値、 R_{\max} : 検出器の最大放射輝度、 R_{\min} : 検出器の最小放射輝度である。さらに、(2)式で求めた各画素の絶対放射輝度が

ら地表面アルベドへの変換を次式によって行なった。

$$A = R\pi/L_0 \quad (3)$$

A : 地表面アルベド、 R : 絶対放射輝度、 L_0 : 大気上端の照度を表わし、求めた絶対放射輝度 (R) で (A1) 式により衛星データを大気補正することにより、各画素のアル

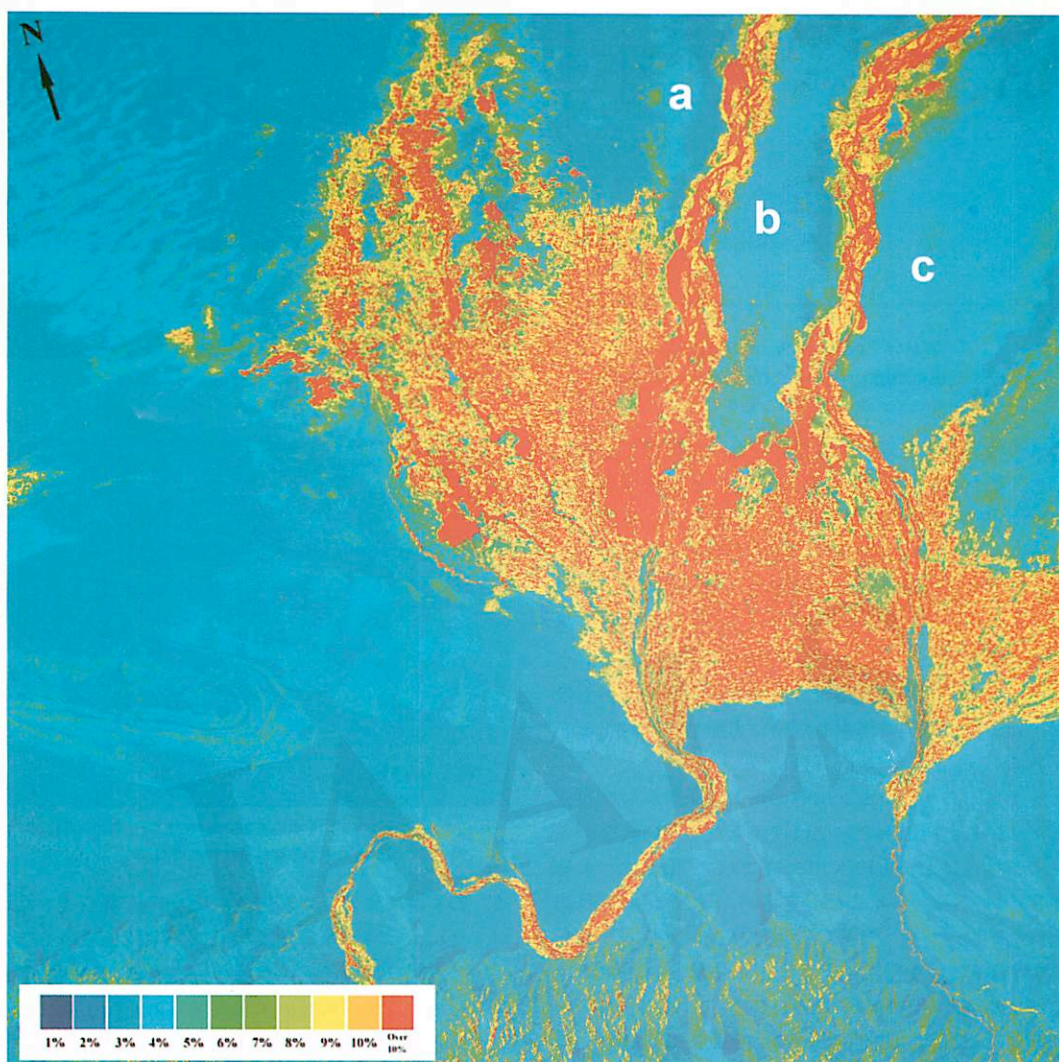


Fig. 3 The color around letters a, b, and c indicates the soil water content less than 4% in the desert area. The red area characterized with soil water content of more than 10% is farm land.

ルベドが計算できる。

4. 画像解析の結果とその評価

Fig. 2 はホータンオアシスの西部のランドサットTM画像（1988. 7. 27 観測）で、植生を赤、水域は黒または青で、また植生のない部分を灰色で示す。図のP点の特徴のある地形は台地である。また縞状のパターンを形成しているS点は砂丘地帯を示す。Fig. 3 は Fig. 2 と同じTM画像のTM 7バンドの大気補正されたデータをアルベド値に変換して得られた値から解析して得られた、ホータンオアシスおよびその周辺の土壌水分分布図であ

る。なお土壌水分とアルベド値との関係は、Fig. 4 に示す土壌水分量とTM 7バンドアルベド値との実験結果によった。

オアシス内部、カラカシ川とユルンカシ川の兩岸、崑崙山麓の斜面の一部の赤でコード化されたエリアは、貯水池、河川等の水域や水田、湿地帯と密度の高い植生域を示す。また黄色、オレンジ色で示される領域は農地や樹林地で、緑色はオアシスと沙漠の間に展開する植生密度の小さい草地を示す。

山麓とオアシスの間は礫石帯で、流水はここで伏流となり、地表は荒地となっている。そのため地表水分量は少なく、概ね2%以下の領域が多い。この領域とオアシ

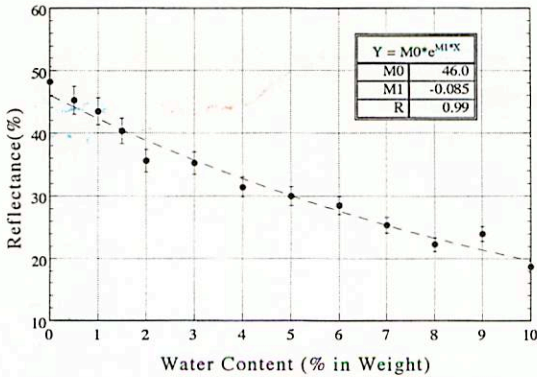


Fig. 4 Relationship between reflectance and water contents for soil at TM band 7.

ス帯との境界が水分量の大きな差となって明瞭に表われている。縞状のパターンを形成している地域 (Fig. 2のS点に対応) は砂丘地帯であり、土壌水分の変化のように見られるパターンは砂丘の斜面の陰影の効果のように見える。しかし砂丘地帯の低部に一時的に湛水することがある。Fig. 5は降雨が砂丘から浸透して砂丘の基部付近に湛水したものである (1990. 10. 17)。このように衛星データによる砂丘地帯の土壌水分の評価は斜面の陰影の効果と一時的な湛水を同時に考慮して検討する必要がある。

カラカシ川, ユルンカシ川等の河川はオアシスを過ぎ、沙漠帯に移ると河川水の一部は伏流となる。Fig. 3のa, b, cの各地点はこれらの河川に挟まれた領域で、水分量は4%のレベルが多く部分を占め、オアシスの南部に比べ水分量のレベルは高い。現地調査によると、a, b, cの各地点の乾燥重量法による土壌水分量は、1990年10月には5地点の平均値がそれぞれ1.9%, 2.1%, 3.4%, 1991年9月には2.3%, 3.9%, 2.8%, 1993年10月には0.8%, 1.9%, 2.2%であった。これらのデータはFig. 3で示す画像と同期して得られたものではないので比較はできないが、a, b, cの各地点は2%~3%で、土壌水分分布図とほぼ同レベルの水分量が得られている。

またカラカシ川, ユルンカシ川等の、いずれも右岸の領域に水分量の低い領域が川に沿って見られる。この理由は不明であり今後の研究が必要である。河床の砂礫地帯 (緑色) は水分量の比較的高い部分であるが、この領域は河川の水量によって変動し、暖候期の水量の多い時期には川幅が広がり、水分量の多い領域が増加する。Fig. 6は、1991年9月初旬のホータン付近のカラカシ川を航空機によって南方から眺めたものである。9月初旬はまだ河川水量が多いため、濃く見える水分量の多い土壌が広がって分布しているのが見られる。このように沙漠の地表水分量は数パーセント以下の地域が大部分を占



Fig. 5 The wet land in the foot of sand dune in the periphery of Hotan.



Fig. 6 The Karakax river around Hotan oasis taken by airplane on September 10 1991.

め、わずかにオアシス周辺と河川水の影響を受けた土地が、それよりやや多い地表水分量を保持しているに過ぎない。本図は比較的河川水量の多い暖候期の衛星データを用いたが、沙漠地域の土壌が非常に乾燥状態にあるのがわかる。今後、同じ地域の降雨後の土壌水分分布図と比較できれば、さらに興味ある結果が得られるであろう。

5. 考察およびまとめ

人工衛星は広域をほぼ同時に観測するという能力があり、その特長を利用して、人工衛星で観測したホータンオアシス周辺のデータを基に土壌水分分布図を作成した。それはオアシスと沙漠の土壌水分量の分布が容易に認識でき、その有用性は計り知れない。自然界における土壌水分は一般に時間的、空間的な変動が激しく、特に乾燥地、半乾燥地ではこの傾向が顕著である。そのために広域を同時観測した衛星データから作成された土壌水分分布図は沙漠の研究にとって貴重である。また沙漠の研究のみならず、気候、気象や農業等の研究にとっても寄与するものは大きいと思われる。また乾燥地の環境計画、

開発にとって重要な資料となるであろう。

人工衛星による土壌水分分布図の作成の過去の研究は多くない。特に光学センサーのデータを用いた乾燥地の土壌水分分布図の作成の研究は極めて少ない。この理由はすでに述べたように、衛星データの大気補正がかなり困難であることによる。本研究ではこの大気補正にLOWTRAN 7の大気モデルを用いて行なった。今後、大気補正のより簡便なアルゴリズムの開発が必要である。また地形効果による地表の反射率の変動を補正することが、特に砂丘地帯での解析精度を高めるために重要であり、今後の研究課題である。

謝 辞

本研究は平成4年度および平成5年度科学技術振興調整費「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」の一環として行なわれたものである。関係者に厚くお礼申し上げます。また帝京大学理工学部の土屋 清教授には適切な助言を頂きました。感謝いたします。

補 遺

単一散乱モデルについて（各式の主なパラメータの記述はTable 4に示す）。

衛星データの大気補正において、可視、赤外部では太陽光の伝達が問題となる。大気の下端に地表面があり、大気上端より入射した太陽光は大気中のガスやエアロゾルによって散乱、吸収を受け下端にエネルギーを伝達していく。この散乱過程を評価するため光学的厚さの平行平面大気層を考える。大気中のガスの混合比等の光学的特性は均質で単一層と仮定する。地表面の反射特性は地形や地表面物質によって異なり、また波長によっても異なる。ここでは最も簡単な場合を考える。即ち、放射輝度が観測する方向によらず一定であるような完全拡散面とする。このような反射面を等方向反射面（Lambertian Reflector）と呼ぶ。自然界にはこのような完全拡散面は存在しないが、対象地表面は拡散面に近い沙漠であることを考慮して、ここではランバート面を仮定する。このような仮定のもとで衛星のセンサーに入射するエネルギー（I）は次式の様に書くことができる。但し、センサーは直下を観測していると仮定する。

$$I = \mu_0 \cdot (\pi I_0) \frac{A}{\pi} e^{-\xi} \cdot e^{-\xi} / \mu_0 + I_p \quad (A1)$$

I_0 は大気上端から鉛直に入射した太陽光を示し、また地表面アルベドは反射率と呼ばれ単位面積へ一定の入射エネルギーがある場合の反射エネルギーの割合を示す。

ここで（A1）式のAについて解くと

$$A = \frac{I - I_p}{\mu_0 \cdot I_0 \cdot \exp\left[-\frac{\mu + \mu_0}{\mu_0} \cdot \xi\right]} \quad (A2)$$

ここで バスラジアンズ（ I_p ）を単一散乱モデルによって表わ

すと（A3）のように書ける。

ただし真のバスラジアンズは大気中での多重散乱により $I_p^{(s)}$ よりも大きくなる。そのため本研究では以下の仮定を用いる。

$$I_p = C(\xi, \mu_0) \cdot I_p^{(s)}$$

$C(\xi, \mu_0)$ は ξ と μ_0 で定まる係数（ >1 ）

$$I_p^{(s)} = I_0 \cdot \tilde{\omega}_0 \cdot \frac{P(\mu_0, \varphi_0; \mu, \varphi)}{4\pi} \cdot \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} \left[1 - \exp\left(-\frac{\mu_0 + \mu}{\mu_0 \cdot \mu}\right) \right] \quad (A3)$$

なおここでは大気散乱物質の粒径は波長に比べて大きい場合、つまりエアロゾルによる散乱を仮定してミー散乱とする。また $\tilde{\omega}_0$ は単一散乱アルベドと呼び、入射エネルギーに対する全散乱エネルギーの比を表わす。 $\tilde{\omega}_0 = 1$ の場合、入射エネルギーを全部散乱する。しかしこの場合散乱によるエネルギーの損失はない。Fig. 7に太陽、地表面、衛星の幾何学的な位置の関係を示す。

ここでPはHeney-Greenstein関数を使うと次のように書ける。

$$P(\mu_0, \varphi_0; \mu, \varphi) = \frac{1 - g^2}{(1 - 2 \cos \Theta \cdot g + g^2)^{3/2}} \quad (A4)$$

ただし、 g は前方散乱のみの時を1、後方散乱のみの場合を-1とする。

$$\cos \Theta = \pm \mu_0 \cdot \mu + \sqrt{(1 - \mu_0^2)(1 - \mu^2)} \cdot \cos(\varphi_0 - \varphi) \quad (A5)$$

ここで±の符号は下向きに入射して下向きに散乱する場合（ $\Theta < 180^\circ$ ）を+、上向きに散乱する場合（ $\Theta > 180^\circ$ ）を-で示す。

以上により、バスラジアンズは光学的厚さ、太陽天頂角、太陽方位角、単一散乱アルベド、散乱非対称因子の関数で表わされる。ここで単一散乱アルベド、散乱非対称因子を簡略表現し、バスラジアンズから光学的厚さを推定する式を作る。

まずLOWTRAN 7を用いたパラメータの決定について述べる。LOWTRANは大気光学モデルに基づいて、指定した観測条件下での大気の分光透過率と大気を透過した分光放射輝度とを算出するための計算機プログラムである。なおLOWTRAN 7では次のような項目が計算できる。（1）透過率（気体別、吸収、散乱の寄与）と光学的厚さ ξ 、（2）単一散乱の場合のバスラジアンズ $I_p^{(s)}$ と光学的厚さ ξ 、（3）多重散乱の場合のバスラジアンズ I_p である。本研究ではLOWTRAN 7による透過率から単一散乱アルベド

$$\left(\tilde{\omega}_0 = \frac{\xi^{(s)}}{\xi} \right) \quad (A6)$$

を求める。ここで $\xi^{(s)} = -\ln[\tau^{(s)}]$ 但し $\tau^{(s)}$ は単一散乱による透過率である。

しかしLOWTRAN 7は大気を層別しているために本モデルの仮定とは多少異なる。このためLOWTRAN 7による単一散乱の場合のバスラジアンズ $I_p^{(s)}$ と本モデルによるバスラジアンズ $I_p^{(s)}$ を比較し、散乱非対称因子（ g ）を定める。ここで散乱非

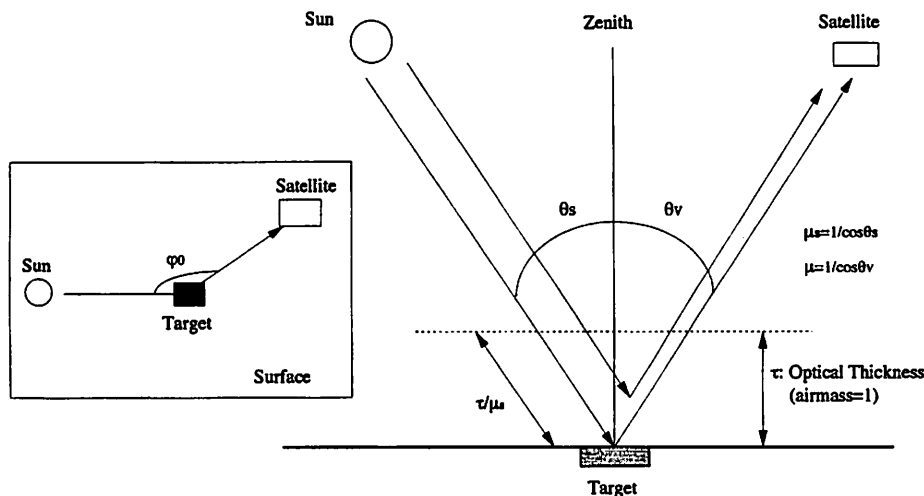


Fig. 7 Geometric relationship between the sun, target and satellite positions.

Table 4. Description of various parameters for atmospheric correction.

Equations	Parameters	Descriptions
A1	μ_0	太陽天頂角の余弦
	I_0	地球外太陽放射輝度
	A	地表面アルベド
	E_s	大気の光学的厚さ (添字 s は単一散乱を示す Air mass = 1 の時)
	I_p	パスラジアン
	π	輝度を照度に変換するための関数
A2	μ	観測方向天頂角余弦 (= 1)
A3	ϕ_0	観測方向天頂方位角
	ϕ	太陽方位角
	P	散乱位相関数, 各方向にどれぐらいの割合で散乱するかを示す関数
	$\tilde{\omega}_0$	単一散乱アルベド
	$I_p^{(s)}$	単一散乱モデルで計算したパスラジアン
A4	g	散乱非対称因子

対称因子 (g) を光学的厚さ, 太陽天頂角によらず一定と仮定する。

単一散乱アルベド ($\tilde{\omega}_0$) を以下の近似式で表わす。

$$\tilde{\omega}_0 = A(1 - e^{-B\tau})$$

ただし A と B は回帰係数を示す。これらのパラメータ A , B を用いて, 本モデルによるパスラジアン $I_p^{(s)}$ を計算し, LOWTRAN 7 より求めた多重散乱の場合のパスラジアンを真値: I_p として, $I_p = C \cdot I_p^{(s)}$ を満たす係数を求め,

$$C = (a_1 + a_2 E_s) \mu_0 + (a_3 + a_4 E_s) \mu_0^2 + (a_5 + a_6 E_s) \quad (A7)$$

なる回帰モデルを定義する。

透明な水は可視部の $0.45 \mu\text{m} \sim 0.55 \mu\text{m}$ で透過率が高いが, $0.7 \mu\text{m}$ 以上の近赤外域では水中からの上向き放射エネルギーは非常に小さくなる。そこで衛星画像の中に含まれる水域の近赤外部の最小輝度値をパスラジアンからの放射と見なすことができる。GRIGGS (1975) は ERTS-1 (ランドサット 1 号) のパス

ラジアンを補正するために水域の MSS 6 のデータを用いて行なったが, この種の手法の報告としては初期のものであろう。NAGARAJA *et al.* (1988) は NOAA AVHRR データの大気補正に海洋からの上向き照度を用いた。HILL and STURM (1991) は同様な方法でランドサット TM データの大気補正を行ない, 陸域の土地被覆分類を行なった。本研究ではランドサット TM データの近赤外域に相当する TM4 バンドの水域の最小輝度値をパスラジアンと考え, その値から大気の光学的厚さを求めて単一散乱モデル式から地表面のアルベドを求める。

ここで以下に示す多種多様な大気状態を LOWTRAN 7 に入力し, その時の衛星受信輝度, 単一散乱の場合のパスラジアン, 多重散乱の場合のパスラジアン, 各種透過率を計算し Landsat 5 号の TM バンド 2, 3, 4, 5, 7 について本研究で提案した単一散乱モデルの各種係数を決定した。ここで TM1 バンドの波長帯ではレイリー散乱が支配的であると同時に, 表面反射率の

土壌水分依存性も少ないため省かれている。

引用文献

- 香西克俊・松田益義・土屋 清 (1989): 乾燥地域における表層土壌水分分布変動推定のためのNOAA画像解析. 日本リモートセンシング学会誌, 9-1: 5-13.
- リモートセンシング技術センター編 (1990): 地球観測データ利用ハンドブック.
- 斉藤元也・境 忍・秋元文重・山本 博 (1985): ランドサットMSSデータからの土壌情報の抽出によるカラー合成と土壌水分変化の把握. 写真測量とリモートセンシング, 24-1: 4-12.
- 高島 勉・増田一彦 (1988): 可視域衛星データに対する単散乱大気補正モデルの有効性. 日本リモートセンシング学会誌, 8-2: 19-29.
- 宇宙開発事業団 (1991): 地球環境を衛星技術で解明する—21世紀へ向けての地球観測シナリオ—. 地球環境観測委員会報告, 358p.
- BELCHER, D.J. (1951): *A Photo-Analysis Key for the Determination of Ground Conditions (for U. S. Office of Naval Research)*, 6. Cornell University, Ithaca, New York.
- CHEPIL, W.S. (1956): Influence of moisture on erodibility of soil by win. *Soil Science Society America Proceedings*, 20: 288-292.
- CHILSON, R.L., HEIN, W. and TUNHEIM, J. (1987): Use of satellite thermal infrared telemetry in soil moisture and rainfall mapping. *Proceedings Pecora 11 Symposium*: 303-315.
- CHOUDHURY, C. (1992): Multispectral satellite observations for arid land studies. *ISPRS J. Photogrammetry and Remote Sensing*, 47: 101-126.
- CHOUDHURY, B.C. and GOLUS, R.E. (1988): Estimating soil wetness using satellite data. *Int. J. Remote Sensing*, 9: 1251-1257.
- DOBSON, M.C. and ULABY, F. (1981): Microwave backscatter dependence on surface roughness soil moisture, and soil texture: Part III—soil tension. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-19: 51-61.
- ELIASON, P.T. (1981): Extraction of topographic and spectral albedo information from multispectral images. *Photogram. Eng. and Remote Sensing*, 48: 1571-1579.
- ESTES, J. E. (1977): Measuring soil moisture with an airborne imaging passive microwave radiometer. *Photogram. Eng. and Remote Sensing*, 43: 1273-1281.
- FUKUHARA, M., HAYASHI, S., YASUDA, Y., EMORI, Y. and IISAKA, J. (1980): Soil moisture analysis for soil mapping. *1980 Machine Processing of Remotely Sensed Data Symposium, Purdue Univ.*: 1-10.
- GLANTZ, M.H. (1987): Drought in Africa. *Scientific American*, 256-6: 34-40.
- GRIGGS, M. (1975): Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. *J. Air Pollution Control Association*, 25-6: 622-626.
- HILL, J. and STURM, B. (1991): Radiometric correction of multitemporal Thematic Mapper data for use in agricultural land-cover classification and vegetation monitoring. *Int. J. Remote Sensing*, 12: 1471-1491.
- HOLBEN, B.E. (1986): Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*, 7: 1417-1434.
- IDSO, S.B., JACKSON, R. and REGINATO, D. (1975): Detection of soil moisture by remote surveillance. *Amer. Sci.*, 63: 549-557.
- ISHIYAMA, T., SUHIMARA, S., TSUCHIYA, K., LIU, P.J. and LU, G.F. (1993): Reflectance variation of Taklimakan Desert sands in relative to soil moisture content. *Proceedings of Japan-China Intl. Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification, Tsukuba*: 135-153.
- JACSON, T.J. (1988): Research toward an operational passive microwave remote sensing system for soil moisture. *J. Hydrogy*, 102: 95-112.
- KAUFMAN, Y.J. (1988): Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery. *Int. J. Remote Sensing*, 9: 1357-1381.
- KNEIZYS, F.X. et al. (1989): *Atmospheric Transmittance/Radiance: Computer Code Lowtran 7*. Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, USAF: 1-200.
- MUSICK, H.B. and PELLETIER, R.E. (1986a): Response of some Thematic Mapper band ratios to variation in soil water content. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, 52: 1661-1668.
- MUSICK, H.B. and PELLETIER, R.E. (1986b): Response to soil moisture of spectral index derived from bidirectional reflectance in Thematic Mapper waveband. *Remote Sens. Environ.*, 25: 167-184.
- NAGARAJA RAO, C.R., STONWE, L.L. and MCCLAIN, E.P. (1988): Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data theory. Practice and applications. *Int. J. Remote Sensing*, 10: 743-749.
- REGINATO, R.J., VEDDER, J.F., IDSO, S.B., JACKSON, R.D., B LANCHARD, M.B. and GOETTELMAN, R. (1977): An evaluation of total solar reflectance and spectral band rationing techniques for estimating soil water content. *J. Geophys. Res.*, 82: 2101-2104.
- SCHMUGGE, T. (1980): Effect of texture on microwave emission from soils. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-18: 353-361.
- SCHMUGGE, T., GLOERSEN, P., WILHEIT, T. and GEIGER, F. (1974): Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers. *J. Geophys. Res.*, 79: 317-323.
- SCHMUGGE, T., O'NEIL, P.E. and WANG, J.R. (1986): Passive microwave soil moisture research. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, GE-20: 12-22.
- TANRE, D., DESCHAMPS, P.Y. and DEVAUX, C.D. and HERMAN, M. (1988): Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data. *J. Geophys. Res.*, 93: 16955-15964.
- ULABY, F., CIHLAR, T. and MOORE, R.K. (1974): Active microwave measurement of soil water content. *Remote Sens. Environ.*, 3: 185-203.
- WANG, J.R. (1983): Passive microwave sensing of soil moisture content: The effect of soil bulk density and surface roughness. *Remote Sens. Environ.*, 13: 329-344.

Evaluation of Spatial Distribution of Surface Soil Moisture around Hotan Oasis in Southern Part of Taklimakan Desert based on Satellite Data

Takashi ISHIYAMA*, Masao MORIYAMA**, Nobuo TAKEUCHI*,
Koji KAJIWARA**, Shigehiko SUGIHARA*** and Peijun LIU****

Based on laboratory experiments, spectral reflectance vs soil moisture content relationship was established for the soil sampled at the desert area in the periphery of Hotan Oasis in Taklimakan desert. Experiments indicate the $1.95 \mu\text{m}$ band is the most effective for detecting soil moisture content which is included in TM Band 7. Based on this fact moisture content of Hotan oasis and its surrounding is obtained from Landsat TM Band 7 data and mapped. The moisture content in the desert area is estimated less than 2% in the desert area while less than 4% near the river and non-irrigated bare land in oasis area. An algorithm to eliminate an atmospheric effect based on radiative transfer equation is developed and applied in the process of derivation of moisture content from the TM Band-7 data.

Key Words: Soil Moisture, Albedo, Landsat TM, Path Radiance, Atmospheric Correction

J A A L S

-
- * Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University. 1-33, Yayoicho, Inage-ku, Chiba-shi, 263 Japan.
 - ** Faculty of Technology, Nagasaki University. 1-14, Bunkyo-cho, Nagasaki-shi, 852 Japan.
 - *** National University of Fisheries. 2-7-1, Nagata-Honmachi, Shimonoseki, Yamaguchi, 759-65 Japan.
 - **** Xingjiang Institute of Biology, Pedology and Desert Research, Academia Sinica. Sough Beijing Road 40, Urumqi, Xingjiang, Peoples of China.

(Received September 11, 1995; Accepted January 8, 1996)

Climate Change and Agricultural Activities in the Taklimakan Desert, China, in Recent Years

Mingyuan DU*, Masatoshi YOSHINO**, Yoshihisa FUJITA**,
Shoichiro ARIZONO**, Taichi MAKI*** and Jiaqiang LEI****

Abstract

Great changes have been experienced in the oases of the Taklimakan Desert in recent years. The area of oases, for example, has increased greatly. We are trying to clarify the relationship between agricultural activities and climate change in the oases during recent years. By analyzing the meteorological data obtained in several oases in the recent 43 years, it was indicated that air temperature is increasing in winter, but decreasing in summer and precipitation has increased 5 to 100 percent in summer. In order to study the relationship between the human activities and desertification in the Taklimakan Desert, data on the agricultural activities in the oases was collected by interviewing the farmers by the group of Aichi University, Du and LEI. The present study provides some detailed discussion on the oasis agricultural activities and environment change and their effects on the climate change in the Taklimakan Desert. As a conclusion, it can be said that the climates in the oases are becoming better for human being.

Key Words: Agricultural activities, Climate change, Oasis development, Taklimakan Desert

1. Introduction

The Taklimakan Desert is one of the distinguished sandy desert of the world. There is a long history of agricultural activities in the oases of the desert. Changes of rise and decline of the Silk Road, and of flourishing and falling of the towns have remained great a lot of natural mysteries. Some researchers have pointed out that the abandonment of most of the remains and the nomadic southward migrations in East Asia have a close relationship with climate change during the historical times (FANG *et al.*, 1992). It is found that many people from the eastern part of China (such as Sichuan and Hunan Provinces) have been moving to the Taklimakan Desert for farm work in recent

years. Studies on the relationship between climate change and agricultural activities in this area are of great importance.

The global air temperature has been increasing, according to analyses of the observation data, especially since 1977 (JONES and BRIFFA, 1992). Some simulation models have demonstrated that there will be an increase of precipitation in the middle latitude (FOLLAND *et al.*, 1990). However, almost all research works on the climate change in the arid lands of China have pointed out that the climate is becoming or will be drier and drier (GENG, 1986; ZHU *et al.*, 1989; LING, Y., 1990; ZHANG and CHEN, 1992; YE and CHEN, 1992; ZHU and CHEN, 1994). DU (1993a) has analyzed the data of air temperature and precipitation in recent 40 years (1951–1990) at 30 stations of arid China and found

* Environmental Resources Division, Japan International Research Center for Agricultural Sciences. Tsukuba, 305 Japan.

** Institute of Geography, Aichi University. Machihata-cho, Toyohashi, 441 Japan.

*** Division of Agrometeorology, Department of Natural Resources, National Institute of Agro-Environmental Sciences. Tsukuba, 305 Japan.

**** Xinjiang Institute of Biology, Pedology and Desert Research, Chinese Academy of Sciences. Urumqi, China.

(Received September 18, 1995; Accepted December 8, 1995)

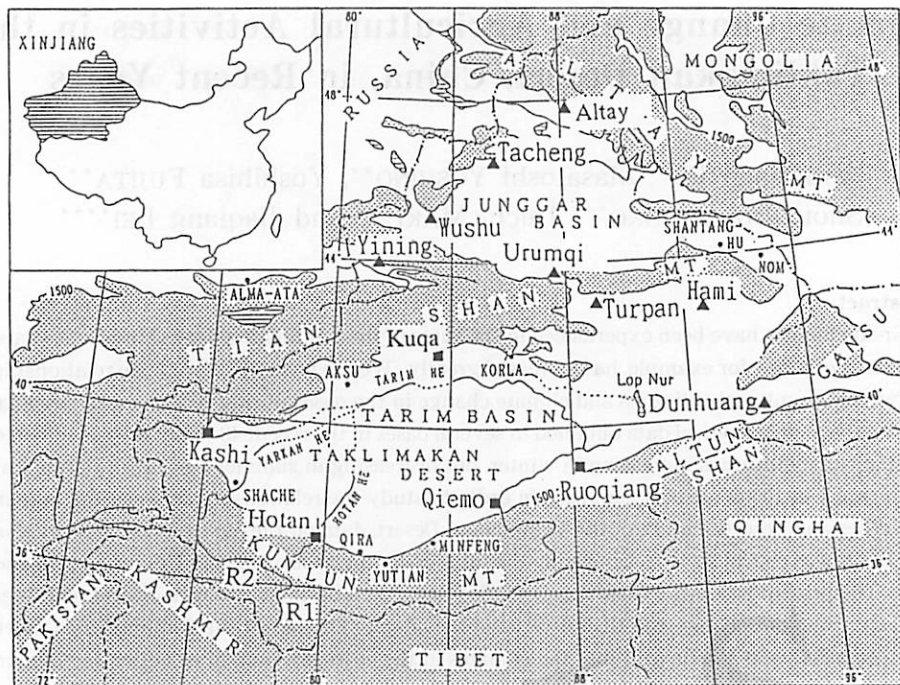


Fig. 1. Sketch map of study region and names of observation stations and oases.

that variations in air temperature and precipitation in the western part of arid China were different from those in the eastern part of arid China. In the eastern part of the arid regions of China, air temperature has increased and precipitation seems to be decreasing both in winter and in summer. In the western part of arid China, air temperature seems to be increasing in winter, but decreasing in summer. However, precipitation in summer has increased since 1980. By using detailed data including discharge data for several rivers in Xinjiang, China, Du (1996) suggested that the increase of precipitation in summer in the western part of arid China was affected by both the global change and the local environment change, such as the expansion of the area of oases. The present study gives some discussions of the agricultural activities in the oases and their effects on the climate change in the Taklimakan Desert.

2. Data and Sketch of the Study Region

The western part of arid China is characterized by a basin type which distributed mainly in four basins, Junggar Basin, Tarim Basin,

Turpan Basin and Chaidam Basin. The high peaks (over 5,500m a.s.l.) of the surrounding mountains are covered with permanent snow, ice or glaciers. The geographical sketch map of the region is shown in Fig. 1. The climate is characterized by a great annual thermal range with severe low temperature in winter, scarce precipitation but occasional heavy rainfall, and frequent severe sand and dust storms (YOSHINO, 1992; DU, 1993b).

Monthly mean surface air temperature and monthly precipitation of thirteen meteorological stations from 1951 to 1993 were used. The thirteen meteorological stations were shown in Fig. 1 (as ■ and ▲). Five of the thirteen stations (as ■ in Fig. 1) were in the Taklimakan Desert. All stations are located inside big oases in the basins.

In order to clarify the climate change impact on agriculture, Martonne's arid index (AI) was used;

$$AI = p / (t + \alpha) \quad (1)$$

Where p is monthly precipitation (mm), t is monthly mean of air temperature, and α is a constant coefficient. Here we take α as zero.

In order to study the relationship between the human activities and desertification in the

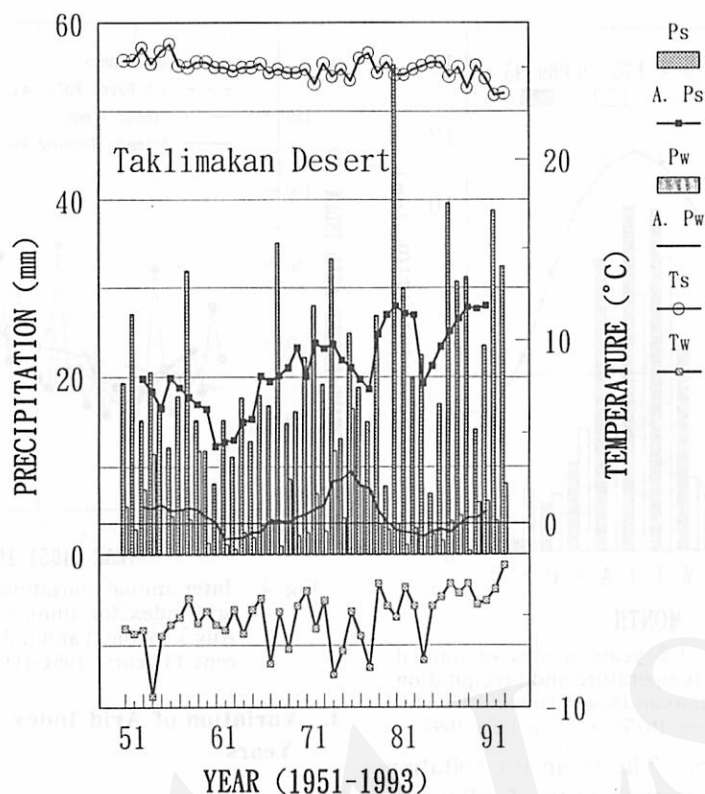


Fig. 2. Inter-annual variations of precipitation (P) and air temperature (T) for summer (s, sum or mean of June, July and Aug.) and winter (w, sum or mean of Dec., Jan. and Feb.) in the western part of arid China in recent 43 years (1951-1993).

A.: 5 years running average.

Taklimakan Desert, collection of data on the agricultural land use in the oases was made by interview with the farmers in several oases around the Taklimakan Desert during August and September in 1993 and during July and August in 1994. In 1993, interviews were conducted in the areas of Hotan and Qira in the southwestern part of the Desert and in 1994, in the areas of Korla, Aksu and Kashi in the northern and western parts of the Desert as shown in Fig. 1. The detail of the interviews (original records and discussions) have been published (YOSHINO *et al.*, 1993a, b, 1995a).

3. Air Temperature and Precipitation Change in the Recent 43 Years

As shown in Fig. 2, the inter-annual variations of precipitation and surface air temperature for summer (June, July and August) and winter (December, January and February) in

the Taklimakan Desert in the recent 43 years (1951-1993) (means of 5 stations), air temperature was increasing obviously in all stations in winter. It can be calculated that mean surface air temperature in the Taklimakan Desert has increased about 3.0°C with a range from 2.0 to 9.0°C since 1951. The increasing rate reaches $0.05\text{--}0.21^{\circ}\text{C}/\text{year}$ in winter. However, mean surface air temperature in summer in the Taklimakan Desert has decreased about 1.0°C . DOMROES (1993) has carried out some statistical analyses on the monthly means of air temperature at the stations in the Taklimakan Desert and given the same warming trend in January and the same cooling trend in July. Therefore, the annual range of air temperature in the Taklimakan Desert has been decreasing.

Although there were many fluctuations, indicating no general trends in precipitation in winter, precipitation in summer seems to be increasing at most stations, according to five

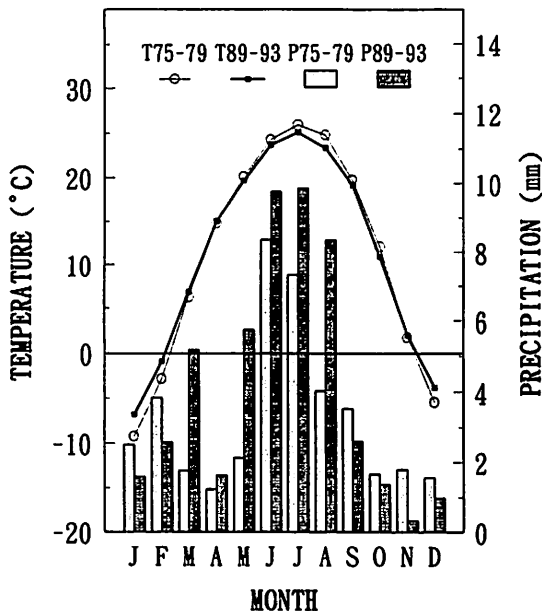


Fig. 3. Comparison of 5 years means of annual variation of temperature and precipitation in the Taklimakan Desert (mean of 5 stations) between 1975–1979 and 1989–1993.

year running means. The mean precipitation in summer at the 5 stations in the Taklimakan Desert has increased about 50% in the recent 43 years as shown in Fig. 2. Comparing the mean of 1975–1979, the mean precipitation in summer of 1989–1993 has increased about 5% (at Ruqiang) to 100% (at Hotan). Monthly mean precipitation at the 5 stations in the Taklimakan Desert in March, May and August have increased more than 100%, as shown in Fig. 3. Monthly mean precipitation of 13 stations has also increased about 100% in the western part of arid China in July. As pointed out by Du (1996), these increase in precipitation were mainly in the basin area by showers. Due to lack of observation data, it is uncertain whether the air pressure pattern or wind and weather system had changed or not.

This increasing in precipitation, especially large amount of rain in 1993, has great influence on the plant growth there. We observed that the "Gobi" parts in Qira near Hotan were covered by small grasses in the summer of 1993, where there used to be no vegetation cover. Although it was said that this kind of scene occurs about once ten years, they existed in some parts until the summer of 1994.

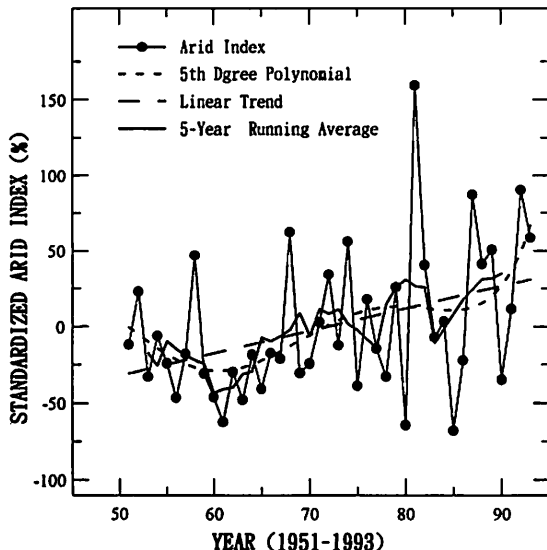


Fig. 4. Inter-annual variation of standardized arid index for summer (June, July and Aug.) in the Taklimakan Desert in recent 43 years (1951–1993).

4. Variation of Arid Index in the Recent 43 Years

To clarify the climate change impact on the agricultural activities, Martonne's arid index was analyzed. The greater the arid index is, the less water is needed for cultivation. Fig. 4 shows the inter-annual variation of standardized Martonne's arid index for summer (June, July and Aug.) in the Taklimakan Desert in the recent 43 years (1951–1993) (mean of 5 stations). It is obvious that the Martonne's arid index has a statistically significant increase in the recent 43 years, especially since 1961. The 5 year running mean, 5th degree of polynomial and linear regression show an increase trend. The arid index has increased over 70% since 1961.

For the whole western part of arid China in the recent 43 years (1951–1993) (mean of 13 stations), the arid index shows a progressive increase during the recent 15 years, although it was high in the 1950s and low around 1963 and around 1977. It has been increased 70% since 1977.

Thus, it can be concluded that the climate is becoming favorable for the oasis agriculture activities.

5. Effects of Agricultural Activities on the Climate Change

1) The probable causes of the climate change

The presumable causes of the climate change: the increase of surface air temperature in winter, the decrease of surface air temperature in summer, and the increase of precipitation in summer, can be interpreted as follows:

(1) Global change effects

The increase of surface air temperature in winter could be thought to be mainly due to the global change caused by greenhouse gas emission, because the Mongolia High controls this area in winter. Fine days dominate in the area in winter and it has less influence of cold wave from north (LI, 1991). Furthermore, cold wave influence has become weaker in the recent years.

There is a possibility that the global change has led to active atmospheric circulation around the western part of arid China, bringing more water vapor into these areas. So that there form more clouds. Thus, the surface air temperature has decreased and precipitation has increased. In this case, there would be more precipitation on the slopes of the surrounding mountains. However, analyses of the discharge data of the upper reaches of the Hotan River in summer had not give a increasing trend in recent years (DU, 1996). More studies on the variation of cloudiness and rainfall days, as well as on the variation of water vapor transportation and weather system, are extremely necessary.

(2) Long-term fluctuations

Precipitation data of 43 years is not enough for analysis of the variation trend. The increase of precipitation in summer may ascribe to a part of a long-term fluctuation. According to YUAN (1990), there was 17-year cycle for annual precipitation during 1852–1987 in the northern part of Xinjiang, based on a statistical analysis of the reconstructed data obtained by the tree rings of *Populus diversifolia*. YUAN came to a conclusion that the annual precipitation in the northern part of Xinjiang reached its high peak in about 1987 and it will decrease until the middle of the 1990's and then, it will

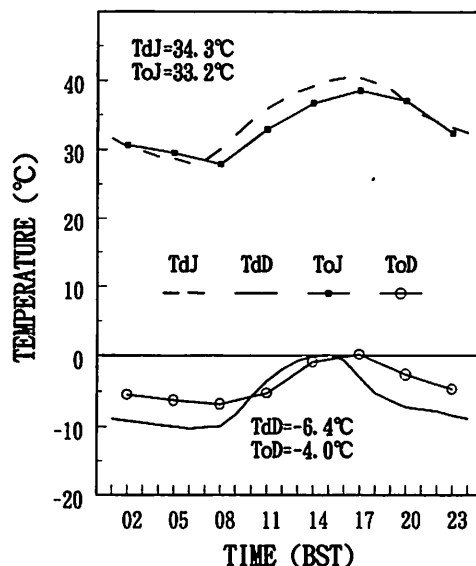


Fig. 5. Comparison of monthly mean of diurnal variations of air temperature between an oasis (o) and desert (d) in Turpan, China for July (J) and December (D).

increase again. However, as shown in Fig. 2., actual precipitation in the Taklimakan as well as in the northern part of Xinjiang did not decrease in the middle of the 1990's. Another reconstructed annual precipitation curve at Yutian (cf. Fig. 1) during 1785–1986 shows a marked decrease since the 1830's and a little bit increase since the 1950's (LING, Y., 1990). However, as mentioned by YOSHINO (1992), it must be noted that in general the relatively small but obvious fluctuations of annual surface air temperature and precipitation in this century are parallel to those in Xinjiang, China. Thus, monitoring of the precipitation and surface air temperature variations in the near future is of great importance for the understanding the climate change.

(3) Local environment change effects

Local environment will exert some influence on climate change since all the meteorological stations used in this paper are situated inside of oases. According to SUN (1990), LING, Z. (1990), DU and MAKI (1994), the climate in an oasis is characterized by a comparatively lower wind speed; smaller temperature variation, higher air humidity and evapotranspiration and more precipitation than in the desert area due to increase in irrigation of water and vegetation growth. Fig. 5 shows a comparison of

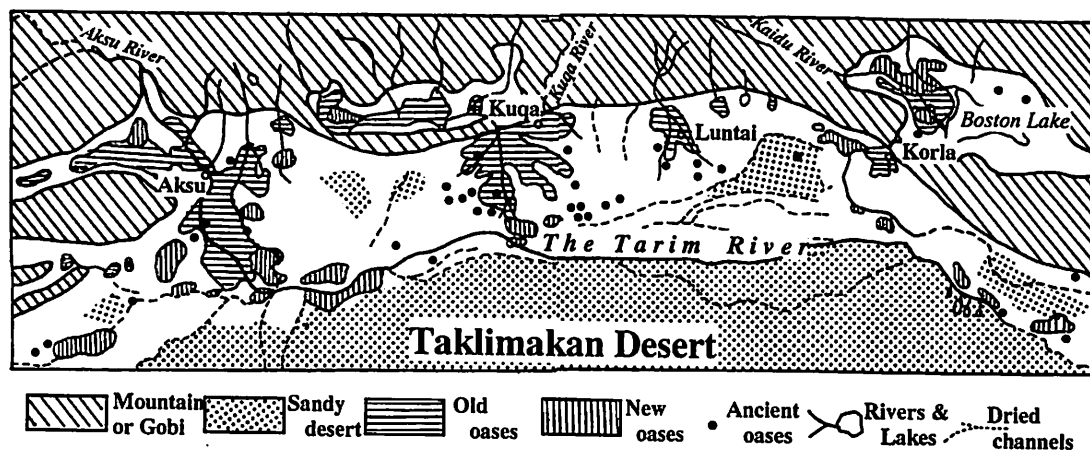


Fig. 6. Distributions of ancient, old and new oases in the middle and lower reaches of the Tarim River (reversed from CHAO, 1984 and TANG *et al.*, 1992)

monthly mean of diurnal variations of air temperature between an oasis and desert in Turpan, China (cf. Fig. 1) for July and December (DU and MAKI, 1994). It is obvious that the air temperature inside the oasis was lower in July and higher in December. By comparing the data on the desert area at Qira (MIKAMI *et al.*, 1995) to the data of Hotan Meteorological station near the oasis, there was the same effect of oases on air temperature, lower in summer and higher in winter inside oases. Monthly mean of air temperature at the desert station at Qira in July, 1992 was 1.8°C higher than that at the oasis station at Hotan and that in January, 1992 was 0.4°C lower than that at Hotan. This phenomenon is the same as the climate change in the recent years.

2) Agricultural activities concerning the climate change

YOSHINO *et al.* (1993b, 1995b) have done a specified research on the agricultural activities especially on the relationship between agricultural activities and desertification. In this paper we only deal with the agricultural activities concerning the climate change. There are 4 aspects that should be mentioned regarding the climate change:

(1) Expansion of the area of oases

Cultivation area in Xinjiang Uygur Autonomous Region has increased about 1.4 times since 1950 according to Chinese statistic's agency (CHENG and HE, 1990). In the Taklimakan Desert, over about 30% new oases were

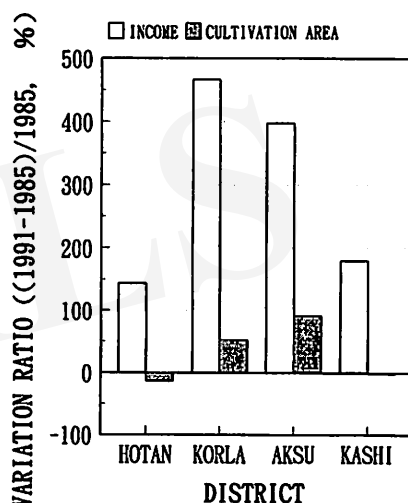


Fig. 7. Variation of farmers' income and the area of cultivation per person from 1985 to 1991 (expressed as (value of 1991-value of 1985)/(value of 1985) × 100 %).

appeared from 1950 to 1980 according to XIA *et al.* (1991) and TANG *et al.* (1992), especially in the 1950's. In Tarim River valley (cf. Fig. 1), for example, many new oases (new state farm) were built up and the cultivation area increased about 350,000 ha during 1951–1958, as shown in Fig. 6 (TANG *et al.*, 1992). Cultivation area has increased even 7.5 times in some place. Although the cultivation area per person in most counties has slightly decreased from 1980 to 1988 (SDNSD, 1989), the area of oasis were still increased at some places in the recent 15 years, as shown in Fig. 7. The cultivation area per person has increased 91% at Aksu from

1985 to 1991. Interview with farmers of Puhui Farm, located south to Korla (YOSHINO *et al.*, 1995a, c) clarified that rapid increase of farmland has been taking place since 1990. Farmers who came from eastern China reclaimed sandy land into the new farmland by their own money. The cultivation area of Puhui Farm increased from 400 ha in 1985 to 1,600ha in 1993 and they planed to reclaim another 667 ha as new farmland in 1994 and 2,000ha in 1995.

Cultivation in arid China needs irrigation water, SUN, (1990) calculated that the amount of irrigation water in Kashi and Aksu may be equitable to 1,000mm precipitation in a year. This huge amount of irrigation water would lead to increase in air humidity and precipitation inside oases.

(2) Increase in artificial forestry and wind-break forest in oases

Windbreak forests play an important role in the cultivation of crops in oasis in China (MAKI *et al.*, 1993, 1994). It is considered that agriculture would be impossible without the use of windbreaks in the arid lands of China, due to the climate improvement effects of windbreak forests and oasis itself. Windbreak forests planted in the 1950's have been grown up in recent years around the new oases in the Taklimakan Desert. Most of the windbreak forests have reached higher than 20m. Many new windbreak forests and artificial forests have been also developing in the oases in recent years. About 166,700ha artificial forests area has been planted around Hotan oasis, for example, although about 130,000ha natural forests were destroyed during the 1950's and the 1960's. Increase in vegetation around the oasis at Hotan has been recognized by satellite images (SUGIHARA *et al.*, 1994). They pointed out that, as far as the comparison between two images obtained in 1973 and 1988 is concerned, large scale desertification in Hotan has not occurred, but the vegetation area has been increased as a result of irrigation and plantation.

Because of air temperature and humidity difference existed as mentioned above, there would be heat and water vapor exchange between an oasis and its peripheral desert area. The role of windbreak forests and other forests on climate improvement of oasis is to intensify

the effects, reducing the exchange of heat and water vapor due to decreasing wind velocity. Therefore, the more and the bigger the wind-break forests are, the greater the efficiency of climate improvement of oasis will be.

(3) Variation in vegetation cover and cutting wood in desert area

Living in the arid land, people need trees or grasses for firewood and building materials. During earlier reclaiming in the 1950's, lots of sandy land with vegetation cover were changed into farmland. Some natural forestry and grassland also changed into farmland. According to TANG *et al.* (1992), the natural forest area of Populous trees had decreased 285,000ha in the Tarim River valley during 1958–1978. Our interview with the farmers in several oases around the Taklimakan Desert (YOSHINO *et al.*, 1993a, 1995a) has indicated that people go into desert areas around the oases for gathering firewood or building materials farther and farther. They are going into the desert 125–135km from the oases in the case of maximum distance today in the southern part of the Taklimakan Desert. It takes ten days to two weeks with 8–10 families in a group by donkey barrows, which carry 150–500kg. However, the income of farmers has increased greatly as shown in Fig. 7, so that using coal instead of wood has been increased obviously since 1978 as shown in Table 1, showing the interview results about the use of coal and income of farmers in different parts of the Taklimakan Desert. There are three types of fuel utilization: a) firewood from the desert only, b) coal in winter and fire wood in summer and c) coal only. Using coal instead of wood has a close relationship with the economic development. Almost 100% of the farmers' families in the northern and western part of the Taklimakan Desert nowadays use coal in winter or use coal only. The farmers' income in the southern part of the desert is very low, as compared with those in the northern and western parts. Farmers in the southern part have to use wood fuel from the desert, because of price of coal. In the case, that family numbers can work for side-works and get more money by carpet making, for example, they can use coal in winter.

It can be observed from Table 1 that a family

Table 1. An interview results about the use of coal and income of farmers in different parts of the Taklimakan Desert (YOSHINO, *et al.*, 1995c).

Interview districts	Hotan	Qira	Korla	Aksu	Kashi
Number of families	6	5	2	4	3
Mean population of a family	4.3	8	4.5	6	5.7
Percent of families using coal in their villages	about 50%	about 10%	100%	100%	100%
The year began to use coal	about in 1983	about in 1985	In 1980	In 1970 (100% from 1989)	In 1978 or 1980
Amount of coal using/year	>1,000kg	1,000–2,000kg	1,000–2,000kg	>2,000kg	500–2,000kg
Times of cutting wood in the desert	twice a week to once a month		10 times a year	7 times a year	0
Income/person/year (in 1991) (Yuan)	799	841	—	1,058	1,367

used to cut wood in the desert twice a week to once a month. However, they have used coal instead of wood with their income increasing since the 1970's. Several ten thousands families have stopped cutting wood in the desert so that huge amount of vegetation were rescued from cutting. If this decrease in cutting woods would be in excess of the amount of increase in cutting by increasing population (demand of firewoods), it would have some influence on the desertification and the expansion of oases areas.

(4) Control of desertification

Decrease in natural forest and cutting vegetation around oases had led to about 2,192,000ha of desertification area in the Tarim River during 1958–1978 (TANG *et al.*, 1992). However, cutting vegetation within the peripheral area 10km away from oases has forbidden since 1978. Using of coal instead of cutting wood has become more and more prevailing as described above. Thus, the decrease of natural forest and severe desertification has been controlled. ZHU *et al.* (1989) treated the desertified area in Taklimakan Desert as extremely or heavily desertified area in 1989. However, ZHU and CHEN (1994) treated the most place of desertified land as relatively stable district of the Taklimakan Desert in 1994 when they

study the development trend of the desertified land in the last decade, and showed a result of the control of desertification.

If we assume that the bigger the oasis is and the more the windbreak forest and other vegetation is, the greater the effect of oasis on climate will be, it can be concluded that the decrease in air temperature and increase in precipitation in summer in recent years is mainly caused by such human activities in the oases.

6. Conclusions and Discussions

This study on the climate change and agricultural activities in the recent years in Taklimakan desert led to following results:

(1) The climate in Taklimakan desert as well as in the western parts of arid China has been changing in recent years which is expressed as follows: The surface air temperature has increased by about 2.0 to 9.0°C in winter (Dec., Jan., and Feb.) during the past 43 years. On the other hand, it has decreased by about 1.0°C in summer (June, July and Aug.). Therefore, the annual range have decreased significantly, which implies a better environmental condition for human life. Precipitation has increased by about 5 to 100% in summer during the past 43 years, although the annual

precipitation does not show any significant systematic trend as a whole. This increase in precipitation may have some influence on the desert vegetation. The Martonne's arid index has increased over 70% since 1961, which means that the climate is becoming favorable for the oasis agriculture activities.

(2) Following agricultural activities in recent years should be mentioned in relation to the climate change: Cultivation area has increased greatly. Increase of the cultivation area in some regions was about 7 times of that in 1950. Many artificial forests and windbreak forests have been built up and grown up. Farmers have begun to use coal as fuels instead of cutting wood more and more due to economic development. Decrease of natural forests and severe desertification should be controlled, taking farmers' income into consideration.

(3) The increase of surface air temperature in winter is probably mainly due to the effect of global change caused by greenhouse gas emissions. It is suggested that the causes for the increase in precipitation and the decrease in surface air temperature in summer are to be both the global change effect and the local environment change, due to an expansion of area of oases, increase and grownup of windbreak forests. The local environment change is probably the main cause.

(4) It is very important to monitor the precipitation and surface temperature variations in the near future and to have detailed data analysis on the variations in precipitation and discharge in the mountain area in recent years in order to clarify the water balance variation for future development in the Taklimakan Desert.

The tendency of the recent climate change is better for the human life as well as crop cultivation. The expansion of the areas of oases (increase in irrigation) will cause further climate change in future. Many people from the eastern parts of China (such as Sichuan and Hunan Provinces) have been moving to the Taklimakan Desert for farm work in the last 15 years. Increase of local population including such migration is a cause for expansion of the areas of oases. However, increasing cultivation

area will accelerate an increase of the utilization of irrigation water from river water and ground water. This will be connected to desertification and salinization of farmland directly. Furthermore, accumulation of salt in the lower-most courses of rivers has been not yet considered in the Desert as a whole. The expansion of cultivated areas using a lot of irrigation water may result in serious problems in future.

Thus, it is very important to have an efficient use of water resource for oasis agriculture but not to expand the area of oasis. On the other hand, due to the increasing population, collecting firewood and building materials in desert and over-grazing around the oasis are coming to a limit to utilize. It is important to introduce more use of coal or other fuel instead of the wood through increasing farmers' income in the Taklimakan Desert.

References

- CHAO, S. (1984): The sandy deserts and the gobi of China. In EL-BAZ, F. ed., *Desert and Arid Lands*, Martinus Nijhoff Publishers, The Hague: 95-113.
- CHENG, H. and HE, X. eds. (1990): *Handbook of Natural Resources in China*. Science Press, Beijing, 902pp.
- DOMROES, M. (1993): On the warming observation in Taklimakan Desert in recent years. *Abstracts of the International Scientific Conference on Taklimakan Desert. Sep., 15-20, 1993, Urumqi*: 110-112.
- DU, M. (1993a): Variations in air temperature and precipitation in arid area of China in recent 40 years. *Abstracts of the 1993 Meeting of the Japanese Association for Arid Land Studies*, 4: 5-6.
- DU, M. (1993b): Climate and living of Chinese deserts. *J. Arid Land Studies*, 3: 143-147.
- DU, M. (1996): Is it a global change impact that the climate is becoming better in the western part of the arid region of China? *Theoretical and Applied Climatology*: in press.
- DU, M. and MAKI, T. (1994): Climate differences between an oasis and its peripheral area in Turpan, Xinjiang, China. *JIRCAS J.*, 1: 47-55.
- FANG, J. and LIU, G. (1992): Relationship between climatic change and the nomadic southward migrations in eastern Asia during historical times. *Climate Change*, 22: 151-169.
- FOLLAND, C.K., KARL, T.R. and VINNIKOV, K.Y. (1990):

- Observed climate variations and change. In HOUGHTON, J.T. *et al.* eds., *Climate Change, the IPCC Scientific Assessment*, Cambridge University Press, Cambridge, 195-238.
- GENG, K. (1986): *Climate of desert regions in China*. Science Press, Beijing, 230pp.
- JONES, P.D. and BRIFFA, K.R. (1992): Global surface air temperature variation during the twentieth century: Part I: Spatial, temporal and seasonal details. *The Holocene*, 2: 165-179.
- LI, J. (1991): *Climate of Xinjiang*. China Meteorological Press, Beijing, 302pp.
- LING, Y. (1990): The climate characteristics and its change tendency in the Taklimakan Desert. *J. Desert Res.*, 10-2: 9-19.
- LING, Z. (1990): A comparison study on climate change in Alar region. In LI, J. ed., *Studies on Climatic Environment and Area Development in Arid and Semiarid Regions in China*, China Meteorological Press, Beijing, 136-139.
- MAKI, T., DU, M. and PAN, B. (1993): The effect of wind-breaks on meteorological improvement and the prevention of wind erosion. *J. Agr. Met.*, 48: 683-686.
- MAKI, T., PAN, B., DU, M. and UEMURA, K. (1994): Effects of double line windbreaks on the microclimate, sand accumulation and crop at the arid land of Turpan in China. *J. Agr. Met.*, 49: 247-255.
- MIKAMI, M., FUJITANI, T. and ZHANG, X. (1995): Long-term meteorological observation in Taklimakan Desert, China. *J. Arid Land Studies*, 4: 103-117.
- SDNSD (Statistic Division of National Statistic Department) (1989): *Social Economical Statistical Outline of Chinese Countryside, 1980-1988*. China Statistic Press, Beijing, 654pp.
- SUGIHARA, S., ISHIDYAMA, T. and NAYA, M. (1994): Desertification monitoring based on the satellite data. *RIKEN Review*, 1995 No. 5: 15-16.
- SUN, Y. (1990): Climatic characteristics of Tarim Basin. In LI, J. ed., *Studies on Climatic Environment and Area Development in Arid and Semiarid Regions in China*, China meteorological Press, Beijing, 157-164.
- TANG, Q., QU, Y. and ZHOU, L. (1992): *Hydrology and Water Resources Utilization in Arid China*. Science Press, Beijing, 195pp.
- XIA, X., LI, C., ZHOU, X., ZHANG, H. HUANG, P. and PAN, B. eds. (1991): *Desertification and Prevention of Shifting Sand in Xinjiang*. Science Press, Beijing, 186pp.
- YE, D. and CHEN, P. eds. (1992): *Pre-research on Global Change in China*. Earthquake Press, Beijing, 279 pp.
- YOSHINO, M. (1992): Wind and rain on the desert region of Xinjiang, Northwest China. *Erdkunde*, 46: 203-216.
- YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONO, S. and DU, M. (1993a): *Record of Interview with the Uygur Farmers in Hotan and Qira Oases in the Southern Part of the Taklimakan Desert*. Inst. Geography, Aichi Univ., 34pp.
- YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONO, S. and DU, M. (1993b): Agricultural activities of Uygur farmers in Hotan and Qira on the southern part of the Taklimakan Desert. *J. Arid Land Studies*, 3: 125-135.
- YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONO, S., DU, M. and LEI, J. (1995a): *Record of Interview with the Farmers in the Oases in the Northern and Western Parts of the Taklimakan Desert*. Inst. Geography, Aichi Univ., 22pp.
- YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONO, S., DU, M. and LEI, J. (1995b): Human Activity and Desertification at oases in the Taklimakan Desert. *Abstracts of the 1995 Meeting, The Japanese Association for Arid Land Studies*, 6: 49-50.
- YOSHINO, M., FUJITA, Y., ARIZONO, S., DU, M. and LEI, J. (1995c): Climate fluctuation, desertification and human activity (1) - Agricultural landuse and farmers' economy - . *Literary Symposium (Bungaku Ronso)*, Aichi Univ., 110: 90-106.
- YUAN, Y. (1990): Precipitation change of past hundred years and precipitation forecast in North Xinjiang. In LI, J. ed., *Studies on Climatic Environment and Area Development in Arid and Semiarid Regions in China*. China Meteorological Press, Beijing, 112-116.
- ZHANG, Q. and CHEN, L. (1992): Dry and wet variation in China in recent 30 years. *Scientifica Atmospherica Sinica*, 15: 72-81.
- ZHU, Z. and CHEN, G. (1994): *Sandy Desertification in China*. Science Press, Beijing, 250pp.
- ZHU, Z., LIU, S. and DI, X. (1989): *Desertification and Rehabilitation in China*. Science Press, Beijing, 126pp.

中国タクリマカン沙漠における最近の気候変化と農業活動

杜 明遠^{*}・吉野正敏^{**}・藤田佳久^{**}・有蘭正一郎^{**}・真木太一^{***}・雷 加强^{****}

タクリマカン沙漠における最近のオアシスの農業活動について気候変化との関係を調べた。その結果は下記の通りである。

(1) タクリマカン沙漠におけるオアシス内の気象データでは冬季(12月, 1月, 2月)の変化が大きく, 上昇の傾向が見られ, 最近43年間で2.0-9.0°C上昇した。夏季(6月, 7月, 8月)の月平均気温は低下の傾向が見られ, 最近43年間で約1.0°C低下した。夏季の降水量の経年変化では, 特に1961年以来上昇の傾向がよく見られ, 5%から100%増加した。夏のマルトンヌ(Martonne)乾燥指数は70%増加した。すなわち, 冬季低温と夏季乾燥高温という, 人間および農業には良好な方向へと変化してきている。

(2) これらの気候変化に関連するオアシスの農業活動には以下の特徴がある。オアシスの面積の拡大: タクリマカン沙漠周辺は30%以上の耕地増加がある。森林と防風林の増加: オアシス開発と防風林の育成・成長によって, 人工森林および防風林の面積が次第に拡大している。沙漠における(燃料の)伐採量の変化: 沙漠での伐採の習慣は, 農家の収入増加によって1970年代から石炭の使用とともに変わってきた。これに相当する燃料となる植生の伐採量は急激に減少してきている。しかし, 人口の増加によって, 伐採はオアシスから年々遠くへいかねばならなくなっている。

(3) 冬季気温の上昇は全球的变化が主因と考えられるが, 夏季の降温増雨の変化はタクリマカン沙漠のオアシスにおける農業活動の影響でもある。つまり, 最近中国タクリマカン沙漠のオアシスにおける耕地面積と林の面積が増加したこと, 経済発展で石炭など燃料使用の増加により1人当たりの伐採量は急速に減少したこと, かつ防風林が育成され, 成長したことが, 最近のタクリマカン沙漠の気候が冬季に昇温, 夏季に降温増雨と変化した主な原因と考えられる。

(4) したがって, 中国タクリマカン沙漠のオアシスの発展には, 水収支の解明のため, 周囲の山地の降水量や気温の観測, および降水量と河川流量の詳しい解析が非常に重要である。

しかし, オアシスおよび防風林の開発に伴って地下水の過剰利用が加速し, 砂漠化の進行の恐れが迫って来ている。すなわち, 中国新疆における水資源の評価と合理的な利用が非常に重要である。オアシスの発展に最も重要なのは耕地面積を増加することではなく, 水資源の有効利用と農家の収入を増加することと考えられる。

^{*} 農林水産省国際農林水産業研究センター環境資源部

(受付: 1995年9月18日, 受理: 1995年12月8日)

^{**} 愛知教育大学地理学研究室

^{***} 農業環境技術研究所環境資源部気象管理課

^{****} 中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所

The Distribution of Sandstorms in Taklimakan Desert

Qing HE*, Jingfeng ZHAO** and Hideki NAGASHIMA***

Abstract

To clarify the occurrence of sandstorms in the Taklimakan desert, the north-west part of China, we analyzed data of ground visibility collected during 30 years from 1961 to 1990 at 17 weather stations around the desert, as well as the data measured at the inner desert areas from 1989 to 1990. We use "sandstorm" here for the phenomenon when the ground visibility is less than 1 km. The results are as follows: (1) The annual days with the sandstorm are about 20 days in the oases around the desert, and increase in the inner desert area and reach up to 60 days at the Manxiyi and Tazhongyi regions. (2) Despite strong wind blows more often in the oases around the desert, the most severe sandstorms usually occur in the inner part of the desert. (3) The sandstorm occurrence is more frequently in the south and southwestern part of the desert rather than in the northern part. (4) There is a clear seasonal variation in the occurrence of the sandstorm. It occurs from March to August, and more frequently from April to July. In the eastern and northern part of the desert, it occurs most frequently in April, but in May or June in the western and southern part of the desert. (5) The annual frequency of sandstorm has decreased since 1980.

Key Words: Taklimakan Desert, Sandstorm, Visibility.

1. Introduction

In the desert area, sandstorm is a common weather, which occurs when the sand particles and dust are blown up from the ground surface to the atmosphere by strong winds and make the air dusty. Accordingly, the ground visibility becomes lower, less than 1 km or so. In the Taklimakan desert, severe sandstorms occur and persist from several hours to more than 1 day, and cause damages in the oases. The dust can drift from China far to the down stream region, for example to Japan. KAI *et al.* (1988) carried out a numerical simulation to investigate the long range transport of the Kosa (Asian dust) particles and concluded that a travel time of the Kosa particles to from the Taklimakan desert to Japan is five to six days. Thus, it is important to clarify how frequently sandstorms occur in the Taklimakan desert not

only from the viewpoint of the local disaster, but also from the long distance material transport (KLIMENTO and MOSKALEVA, 1979). Although the transportation process of dust particles has been investigated intensively, few studies concerned with the time and spatial distributions of the occurrence of sandstorms have been conducted so far.

In this paper, we analyzed the daily data of ground visibility measured at 17 stations located at the fringe of the Tarim Basin; These data were obtained during the last 30 years, from 1961 to 1990. We also analyzed recent data taken at two stations located in the inner part of the desert, at Manxiyi (40°06'N, 83°06'E) and Tazhongyi (38°40'N, 83°50'E). The altitudes of these two places are 1,100 m and 1,200 m, respectively.

In Section 2, sandstorm grades are defined in conjunction with the ground visibility. Section 3 refers to the spatial distribution of the sand-

* Xinjiang Institute of Meteorological Research. Urumqi, China.

** Xinjiang Institute of Biology, Pedology and Desert Research. Urumqi, China.

*** Tokyo University of Fisheries. 4-5-7, Kohnan, Minato-ku, Tokyo, 108 Japan.

(Received September 13, 1995; Accepted February 2, 1996)

storm. Sections 4 and 5 discuss seasonal and long term variations of the sandstorm occurrence.

2. Criteria of Sandstorm Grades

According to the standards of the World Meteorological Organization (WMO), the sandstorm grades are classified by visibility at the ground level (Table 1). The grades of "0", "1", "2", "3" correspond to the visibility within 50, 200, 500 and 1,000 m, respectively. The grades can reflect four degrees of sandstorm's intensity as follows: violent, strong, moderate and light. For example, when the ground visibility was less than 50 m, it was considered that a violent sandstorm occurred. It has a local name of "Kara Bran" or "Black-wind" in the Taklimakan desert.

Sandstorm sometimes results in disaster, which can be classified by cumulative persistence time (hours) or total days of sandstorms a year. FAO (Food and Agriculture Organization) and UNEP (United Nations Environment Programme) first referred to the problem of the dangerous probability of desertification in 1984. There are four grades, namely, light, moderate, heavy and extremely heavy, for evaluating the dangerous probability by the number of days with strong wind or persistent time of it (FAO and UNEP, 1984). We use similar grades to classify the dangerous probability of sandstorm as listed in Table 2. For instance, an area where the annual number of days with sandstorm is greater than 25 days or the persis-

tence time is greater than 200 hours, is classified to the extremely heavy dangerous probability area.

3. Spatial Distribution of Sandstorm

Figure 1 shows the annual number of days with sandstorm averaged over the past 30 years around the Tarim Basin, as well as 2 years' data at Tazhongyi and Manxiyi stations in the inner desert area. It demonstrates that the annual number of days with sandstorm varies among 10 to 65 days, and the contour's shape is like an oval. Sandstorms occur more frequently in the southern periphery of Taklimakan desert than in the northern periphery. Meanwhile, the sandstorm occurs more often in the western periphery than in eastern periphery and most frequently in the inner part of the desert such as Tazhongyi region, where the earth surface is covered by drifting sands. The annual number of days with sandstorms reaches from 56 to 75 days, which is the highest frequency not only in Tarim Basin but also in China. The 20 days' contour of the annual number of days with sandstorm lies around the fringe of the desert, extending northward to the vicinity of the Tarim River, southward to the piedmont of the Mt. Kunlun, westward to the Yarkant River, and eastward to the Qarqan River. From the view point of sandstorm occurrence, we can classify the desert as two areas according to Table 2. The first area is the outer periphery of the desert with heavy dangerous probability of sandstorms, where the annual number of days with sandstorm is from 15 to 25 days. The other area is the inner area of the desert, which corresponds to the extremely heavy dangerous probability of sandstorm due to the annual number of days with sandstorm more than 25 days.

Table 1. The grade and intensity of sandstorm and visibility at the ground level.

Grades	Visibility(V)	Intensity of Sandstrom
0	$V < 50$	Violet
1	$50 \leq V < 200$	Strong
2	$200 \leq V < 500$	Moderate
3	$500 \leq V < 1,000$	Light

Table 2. The dangerous probability of sandstorm's disaster.

Index	Light	Moderate	Heavy	Extremely Heavy
Annual Number of Days	< 8	8~15	15~25	> 25
Persistent Time (hours)	< 50	50~100	100~200	> 200

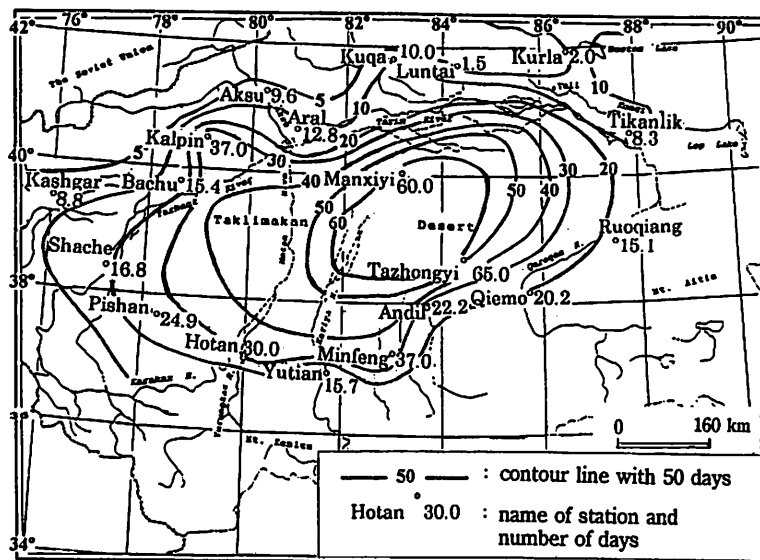


Fig. 1. The annual number of days with sandstorms in Taklimakan desert.

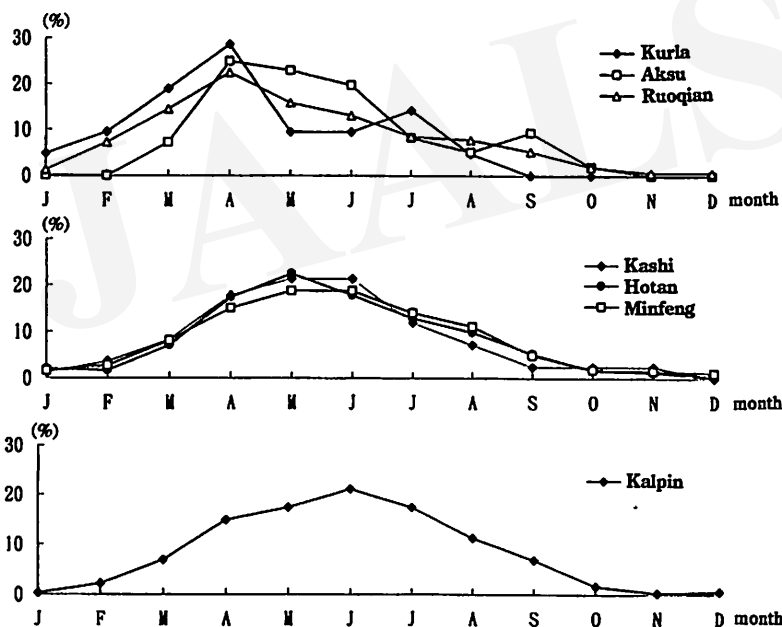


Fig. 2. The seasonal variation of number of days with sandstorms in the Taklimakan desert.

4. Seasonal Variations of Sandstorms

Nine typical stations are selected to analyze the seasonal variation of sandstorms. Seven of them are distributed in the periphery of the Taklimakan desert, and the other two locate in the inner desert area. Table 3 indicates that

there is an obvious seasonal cycle of sandstorms in the Taklimakan desert. During the strong wind season, the sandstorm occurs very often. Ninety percent of the sandstorms is concentrated in spring and autumn (from March to August); and more than 60 percent of annual sandstorms occurs from April to July. As shown in Fig. 2, the stations can be classified

Table 3. The frequency of sandstorms in Taklimakan desert (1961-1990).

Station	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Mean Annual (Days)
(Total days of the 30 years)													
Kurla	3	6	12	18	6	6	9	3	0	0	0	0	2.1
Aksu	0	0	21	72	66	57	24	15	27	6	0	0	9.6
Ruoqiang	6	33	66	102	72	60	39	36	24	9	3	3	15.1
Kashi	3	9	21	45	54	54	30	18	6	6	6	0	8.4
Hotan	18	15	63	159	204	162	117	90	48	15	12	3	30.2
Minfeng	18	30	90	168	210	210	157	123	54	21	18	12	36.7
Kalpin	3	25	76	164	192	234	192	123	74	18	3	6	36.7
Manxiyi (1988) *	0	2	3	7	11	11	9	12	3	2	0	0	60
Tazhongyi (1989) *	/	/	2	8	12	23	12	11	6	1	0	0	75
Tazhongyi (1990) *	0	3	2	7	14	7	10	6	5	2	/	/	56

*denotes one year's data are available; /denotes no data.

into three groups by the season with the most frequent occurrence of sandstorms. The first group usually has the highest value in April, occurring in the eastern part as well as the northern part such as in the Kurla, Aksu and Ruqiang regions. The second group represents the mode of sandstorms occurred in May, occurring in the southern part (*e.g.*, at Hotan and Minfeng) as well as in the western part (*e.g.*, at Kashi). The Kalpin region is not included in the two groups above, because the maximum occurs in June. In the inner desert, for example in Tazhongyi region, 68 percent of the sandstorms occurs from April to July, 20 percent in autumn and the end of summer; while less than 10 percent of the total happened during winter.

5. Long-term Variation of Sandstorms

As listed in Table 4, the annual number of days with sandstorms at the 17 weather stations shows a noticeable difference in the decades of 1960s, 1970s and 1980s.

The sandstorm occurred more frequently in 1970s than in 1960s in the regions such as Ruqiang, Bachu, Shache, Kalpin and Aral. Especially in Ruqiang, the annual number of days with sandstorm in 1970s is 35 percent (6.6 days) higher than that in 1960's. On the contrary, it seems decreasing in the other areas.

The annual number of days with sandstorms in 1980s in the Minfeng region is 34 percent (15.1 days) greater than in 1970s and the maxi-

um of 62 days occurred in 1985. In the Qiemo region in 1980s, the annual number of days with sandstorm is 3 days more than in 1970s. There is a small increase in Luntai and Tikanlik.

In summary, the annual number of days with sandstorms shows a decreasing trend in the oases around the periphery of the Taklimakan desert, except for the Minfeng and Qiemo and other two regions as listed in Table 4. As the weather was warmer and the precipitation was more in 1980s (YOSHINO, 1992), it was considered that the climatic condition and the local people's activities, which include protecting from winds, controlling sand movement, building dams, etc., caused a decrease of number of days with sandstorm's occurrence in the oases.

6. Distribution of Sandstorms in the Inner Desert

The Tazhongyi and Manxiyi stations are located in the inner desert and regions with a large number of days with sandstorms. In these two areas, the data of ground visibility and meteorological factors are available for 1988, 1989 and 1990. The characteristics of the occurrence sandstorm at Tazhongyi and Manxiyi can be described as follows:

1) Number of days with sandstorm

In spring and summer, as the maximum temperature of the ground surface is sometimes more than 70° of centigrade, the air mass

Table 4. The annual number of days with sandstorms in three decades (1960s–1980s).

Station	1961–1970	1971–1980	1981–1990	Averages
Kurla	3.2	2.2	0.4	1.93
Tikanlik	8.7	7.5	8.6▲	8.26
Rouqiang	12.5	19.1	13.8	15.13
Qiemo	20.5	18.6	21.6▲	20.23
Andil	25.6	24.5	16.6	22.23
Minfeng	38.3	28.8	43.9▲	37.00
Yutian	17.2	15.9	14.2	15.67
Hotan	32.5	31.0	26.0	29.83
Pishan	34.6	23.4	16.8	24.93
Kashgar	10.2	8.9	7.3	8.80
Shache	18.2	18.3▲	14.0	16.83
Bachu	17.4	18.7▲	10.2	15.43
Kalpin	38.5	40.3▲	32.0	36.93
Aksu	12.4	8.3	8.2	9.63
Aral	13.2	14.8▲	10.4	12.80
Kuqa	14.4	11.3	4.3	10.00
Luntai	2.2	0.8	1.4▲	1.46

▲denotes an increasing trend as compared to former decades

becomes extremely unsteady near the ground. Thus, sandstorm can be easily generated. Whereas, only a few sandstorms occur during winter season, and no sandstorm from December to January. In autumn, the sandstorm's occurrences are less than in spring and summer, with having less than 10 percent of a year. The annual number of days with sandstorm varies year to year clearly; for example in the Tazhongyi region, that is 75 days in 1989 and 56 days in 1990.

2) Persistence time of sandstorm

The persistence of sandstorms is defined as the cumulative time (hours) a year, in which sandstorms act practically in a region. As Fig. 3 shows, the maximum persistence time does not coincide exactly with the number of days with sandstorm (Table 3); for example, the number of days with sandstorms and the persistence time were 23 days and 77.5 hours, respectively, in June 1989. Whereas, those values are 12 days and 99.3 hours in May. As Fig. 3 demonstrates, the persistence's curves show the lower values in June and July; the reasons can be attributed to the precipitation during the period. From the two years' continuous observation in Tazhongyi and Manxiyi, the annual persistence time of sandstorms reached to 135 hours in Manxiyi in 1989, and 356 hours in

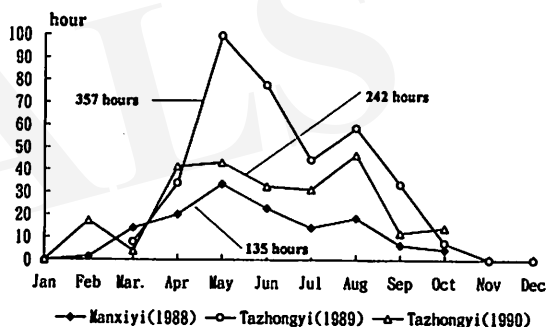


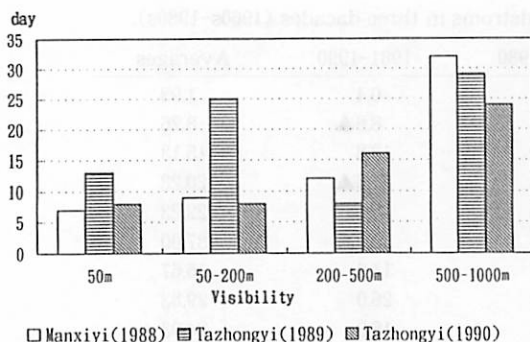
Fig. 3. The persistent time of sandstorms at Manxiyi and Tazhongyi regions in the inner part of desert.

Lines with symbol display seasonal variation; numerals indicate annual hours of the persistent time.

Tazhongyi in 1989. According to the criteria of sandstorm index listed in Table 2, we can classify Tazhongyi as an extremely heavy dangerous probability of sandstorm region and Manxiyi as a heavy dangerous probability of sandstorm region, although Manxiyi was classified as an extremely heavy dangerous probability of sandstorm region in Section 3 from the view point of the annual number of days with sandstorms.

3) Sandstorm grades

The sandstorms in Tazhongyi and Manxiyi can be classified into four degrees by the



□ Manxiyi(1988) ▨ Tazhongyi(1989) ■ Tazhongyi(1990)

Fig. 4. Intensity of sandstorms in the inner part of Taklimakan desert.

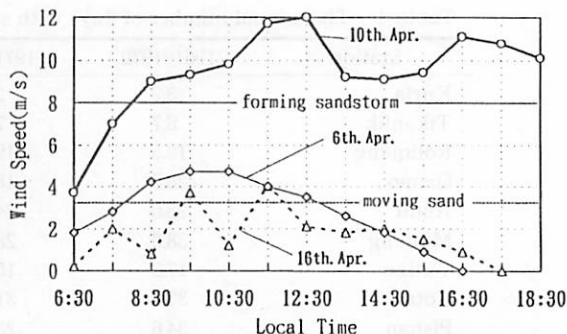
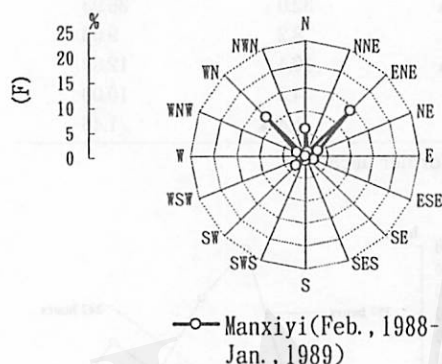


Fig. 5. Daily variations of winds speed in different periods of a sandstorm in the Manxiyi region.

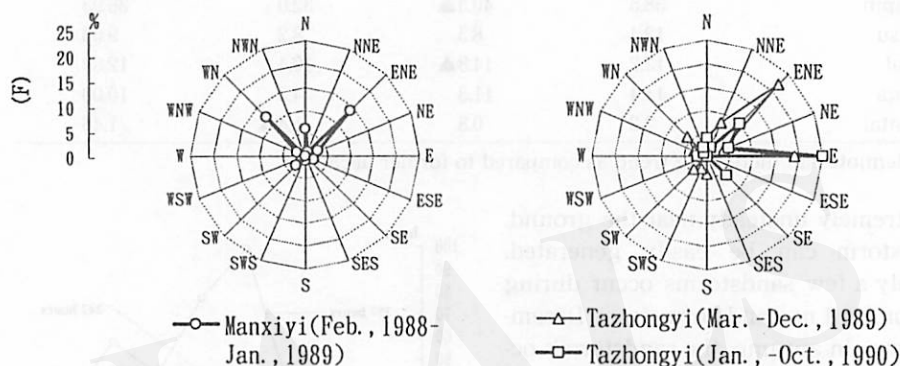


Fig. 6. Wind rose of the sandstorms ($V \geq 0.5$ m/s) in the inner part of desert.

standards listed in Table 1. As shown in Fig. 4, the serious sandstorm (Kara Bran), with the visibility less than 50m at ground level, occurred 7 days in the Manxiyi region and 8-13 days (17.3%) in the Tazhongyi region in 1989. The strong sandstorm with the visibility of 50-200 m occurred 8 to 25 days (14.3-33.4%) in Tazhongyi, and 9 days (15.0%) in Manxiyi. The sandstorms with the visibility among 500 to 1,000m represent 40 percent of the total sandstorms in Tazhongyi and more than 50 percent of the total in Manxiyi. Thus we conclude that there are violent and strong sandstorms more often in the Tazhongyi region than in the Manxiyi region.

4) Wind characteristics

The threshold velocity of wind for generating sandstorm is usually considered as 8.0 m/s (mean velocity of 10 minutes at 10m above the ground surface) in Taklimakan desert. But, a sandstorm can generate at lower speed about 6-7 m/s during summer, because the

atmosphere becomes unstable for higher temperature near the ground surface. In winter season, however, the threshold velocity becomes a little higher as 9-10 m/s. In the inner part of desert, the measurement of wind shows that eighty percent of the sandstorm is generated by the wind stronger than 8.0 m/s. When the wind speed is over 12.0 m/s, the strong sandstorm can be generated. Moreover, if wind speed exceeds 17.0 m/s, the "Kara Bran" will occur; visibility at the ground level can be reduced to 2 meters. Figure 5 shows time series of wind speed in the Manxiyi region on 10th of April 1988. In this case, diurnal wind speed was over than 8.0 m/s, reaching to a maximum mean wind speed of 12.0 m/s and a maximum instantaneous velocity of 17.0 m/s at 12:30 on the day. As the other two curves indicate, it was only a sand-drifting weather on the 6th April; as the time going on, the wind became stronger and stronger until on 10th; then, the wind became weak gradually. The wind speed decreased to 4.0 m/s on 16th, however, the

floating dust still was covering this region. The frequency distribution of wind with the sandstorms in the Manxiyi region is shown in Fig. 6. The northeast wind makes up 30.4% of the total, while the northwest wind corresponds to 26.1%. In the Tazhongyi region, however, the most prevailing wind is north eastern, which is 28.2% of the total, and the other east wind, which makes up to 17.5% in 1989. In a word, the prevailing wind blows from north-east or northwest in northern part of the inner desert, whereas, northeasterly or easterly winds prevail in the Tazhongyi area. These prevailing winds cause 50–60% of sandstorms.

7. Discussion

It is well known that there are two factors playing the most important roles on forming the sandstorm: the first one is the wind force, and the other one is the material source. In general, the threshold velocity of effective wind causing sandstorms is about 8.0 m/s; however, it can be a little lower value in summer season, and a little higher in winter season taking account of thermal effect of the ground surface. Such seasonal change is expected because of the facts that the atmospheric convection becomes active nearby the ground surface in summer. The size of particles is an essential factor to maintain the dust in the air. If particles' size is less than 0.07 mm (BAGNOLD, 1941), the particles can keep suspending for a long time; whereas, coarse particles soon fall on the ground. In the Tarim basin, the previous studies show that strong winds were generally observed in the eastern part of the desert, where the annual days of the strong winds ($V \leq 17.2\text{m/s}$) are more frequently, for example, 35 days at Rouqiang and 28 days at Korla (YOSHINO, 1991, 1992). At some stations in the surrounding peripheries of the western desert, the frequency of the strong wind is decreasing towards east. For example, the number of days with strong wind is about 40 day in the Kashigar region, but 10 days at Shache and only 6 days at Bachu (YOSHINO, 1991, 1992).

However, the present paper revealed that the number of days with sandstorm increases towards the inner part of desert as shown in Fig.

1. To examine the regional patterns of winds and the features of the ground surface, the following facts can give us an enlightenment for that. During spring and summer (April to August), the regional patterns of winds are composed by three prevailing air flows (YOSHINO, 1991, 1992).

(1) The first air flow is northeasterly and prevails in the eastern part of the Tarim Basin, especially from March to April; it is powerful and increases the frequency of sandstorm over the area. Accordingly, the maximum frequency of sandstorm occurs in Kurla, Aksu and Ruoqiang in April (Table 3). Regarding the material source, there is not enough available fine particles to form the sandstorms in the eastern part of the basin. Because the ground surface consists of Gobi, Yardangs and well sorted sands, as well as the saline-alkali crust (*e.g.*, Lop lake). When the strong wind advances, a sandstorm is formed in these areas, but most of the particles easily return to the ground without delay, due to the higher proportion of coarse particles in the material source. Moreover, the other dust in suspension is easily carried to surroundings or the inner part of desert by the weak wind that blows later.

(2) When the westerly wind blows over the plateaus and into the western desert, it becomes dry and hot. In addition, the fine particles are provided widely from the alluvial plain and the dry delta in the area. Thus, sandstorms are easily generated. The maximum frequency of sandstorms usually occurs in May or June (for example Kashi and Kalpi, etc.), which is at least one month later than that of the eastern parts.

(3) As mentioned above, the frequency of sandstorms increases successively towards the inner part of desert as far as observed data available in this study concern. This fact can be attributed to the convergence of the air flows. Besides these two prevailing winds, there is a third air flow blowing from the North and prevailing in the northern part of the basin. It makes the convergent belt near the zone with the longitude of 83–84° E, especially in July, and the uprising streams become stronger (YOSHINO, 1991, 1992). If the

sandstorm has been formed by a strong wind, the fine particles can be kept suspending for a long time even when wind becomes weak, and can be uplifted again easily by the convective air motion. Thus, we can conclude that the dust in suspension supplied from the three air flows mentioned above, would float towards the inner part of desert, and the dust could be kept suspending state for a long time. So, the peak value of the occurrence of sandstorm appears in Tazhongyi and Manxiyi regions.

(4) Kalpin is another region with high frequency of sandstorms, which is probably affected by the local winds pattern and the local topography. A more detail research is needed in future.

8. Conclusions

The seasonal, decadal and spatial changes of sandstorms in the Taklimakan desert are studied with the following conclusions:

(1) Probability of sandstorms

There is a small probability in the oases in the northern part of Taklimakan Desert, where the Kurla and Luntai regions are included. The Aksu region, and the Aral region, which lie in the upper reach of Tarim River, belong to the middle number of days with sandstorm. The western part, southern part and southeastern part of the desert constitute the area of the heavy sandstorm. The extremely high number of days with sandstorm is recorded in the inner part of the desert.

(2) Seasonal changes of sandstorms

There is a clear seasonal cycle of sandstorm occurrence in the Taklimakan desert. Most of sandstorms concentrate in spring and autumn,

from March to August. Especially, more than 60% of sandstorms occur from April to July.

(3) Long-term changes of sandstorms

In general, the frequency of sandstorms decreased in 1980s. This may be relate to the increasing trend of precipitation during the recent decade.

Acknowledgements

We thank the researchers of Xinjiang Meteorological Institute and of the Taklimakan Comprehensive Investigation Group of the Chinese Academy of Science for their support. Grateful thanks are also due to Ms. SARAMEI for giving us part of statistical data. The authors are grateful to the reviewers' comments for improving this paper.

References

- BAGNOLD, R.A. (1941): *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen & Co. Ltd., London. (in Chinese)
- FAO and UNEP (1984): *Provisional Methodology for Assessment and Mapping of Desertification*.
- KAI, K., OKADA, Y., UCHINO, O., TABATA, I., NAKAMURA, H., TAKASUGI, T. and NIKAIKIDOU, Y. (1988): Lidar observation and numerical simulation of Kosa (Asia dust) over Tsukuba, Japan during the Spring of 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**: 457-472.
- KLIMENTO, P.V. and MOSKALEVA, L.A. (1979): Recurrence of dusty atmosphere in USSR. *Meteorology and Geology*, **9**: 93-97. (in Russian)
- YOSHINO, M. (1991): Wind and rain in the desert region of Xinjiang, China. *J. Arid Land Studies*, **1**: 1-15. (in Japanese)
- YOSHINO, M. (1992): Wind and rain in the desert region of Xinjiang, northwest China. *Erdkunde*, **46**: 203-216.

タクリマカン沙漠における砂嵐の分布特性

何 清^{*}・趙 景 峰^{**}・長 島 秀 樹^{***}

沙漠域を吹く強い風により砂は運ばれるが、特に細かい粒径の粒子（ダスト）はいわゆる Suspension の形態をとって大気中に長時間とどまり、地表面付近の視程を著しく低下させる。したがって、視程を測定することにより砂嵐の特性が把握できる可能性がある。本論文では、1961年から1990年の30年間、タクリマカン沙漠周辺のオアシスを中心とした17の気象観測点で得られた視程の観測資料、および最近沙漠内部の塔中一号、満西一号で行なわれた視程観測資料をもちいて、タクリマカン沙漠における砂嵐の空間分布特性および経年変化、季節変化などを検討した。

まず、視程 1km 以下（「砂嵐」とよぶ）が1年間に観測された日数（30年間平均値）をみると、沙漠周辺のオアシス地帯では年間およそ20日で、沙漠内部ほど頻度が高く、沙漠中心部の塔中一号と満西一号では60日に及ぶ。

また、1年間でみると、「砂嵐」は3月から8月にかけて多く発生し、4月から6月がとくに頻繁に発生する。地域的にみると、沙漠の東部、北部では4月にもっとも高い頻度で出現し、西部、南部ではやや遅れ、5月から6月にかけて出現頻度が高い。ただし、沙漠の西北西に位置する柯坪では6月に最も高く、局地性がうかがわれる。また、1960年代から80年代まで10年単位で調べると、民豊、若羌など、小数を除くほとんどの地点で最近「砂嵐」の発生頻度が低くなっている。

J A A L S

^{*}新疆气象科学研究所、建国路、烏魯木齊、中国。

^{**}新疆生物土壤沙漠研究所、北京南路40、烏魯木齊、中国（現在所属：東京水産大学）

^{***}東京水産大学。

中国新疆沙漠域における陸水中の塩類構成イオンの挙動

—同位体地球化学の立場から—

矢吹貞代^{*}・岡田昭彦^{*}・上田 晃^{**}・樊 自立^{***}・常 青^{***}

1. ま え が き

中国では、国土の50%近くが乾燥地ないし半乾燥地化しているといわれており、これら乾燥地の大部分が、北部ないし西北部に集中している。特に、中国西北部の新疆ウイグル自治区においては塔里木盆地、吐魯番盆地、ジュンガル盆地等に広がる広大な沙漠地域を擁し、沙漠化は非常に深刻な問題となっている。

我々は1989年以来「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」に参加し、塩類化土地の形成に関わる塩類集積の研究を行ってきた。高乾燥の条件下にある沙漠域における塩類濃集機構の解明には水環境を抜きにしては考えられない。このため、5年にわたる現地調査において、調査地域の河川水、地下水（井戸水、湧水、土壌地下水を含む）、湖沼水等を可能なかぎり採取した。本報告においては、沙漠域の陸水中の塩類構成イオン種の挙動を報告するとともに、塩類構成イオンを代表する、カルシウム、マグネシウムと同じアルカリ土類金属に属するストロンチウムの同位体をトレーサーとして、これらのイオンの移動経路を考察する。

2. 調査地域の概要

中国西北部に位置する新疆ウイグル自治区の沙漠域は、いずれも内陸盆地の中心部に広がる盆地沙漠である。すなわち、天山山脈、崑崙山脈、アル金山脈に囲まれた塔里木盆地、東天山山脈の山間盆地である吐魯番盆地、天山山脈、アル泰山脈に囲まれたジュンガル盆地に大別できる。以下に調査地域の概要を述べる。

1) 塔里木盆地

新疆ウイグル自治区の南部に位置する塔里木盆地は、北部から西部にかけて天山山脈、南西部から南部を崑崙山脈、アル金山脈に囲まれた巨大な内陸閉鎖盆地である。わずかに東の端が開けて甘肅省河西回廊へと通じている。輪郭は不規則な菱形で、東西に1,000km、南北に400km

の広がりを見せている。盆地の大部分が中国最大の砂漠であるタクラマカン沙漠によって占められている。盆地南西部は海拔1,200mから1,400mで東へ向かって緩やかに傾斜し、東端の羅布泊（ロプノール）が最も低い地点である。沙漠中心部の年間降水量は10mm以下であり、沙漠周辺部で60-80mmである。周辺山脈に集水域を持つ大小河川が盆地に流入する。北部の阿克蘇河、西部のカシュガル河、南部の叶尔羌河、和田河、克里雅河はいずれも沙漠域で伏流するが、流れの方向としては盆地北部を西から東へ流れる最大河川である塔里木河に向かっている。塔里木河と盆地東北部の博斯騰湖から流出する孔雀河、東南部のチェルチェン河等はいずれも東へ向かう途中で沙漠に伏流する（夏・胡, 1978；楊, 1987）。

2) ジュンガル盆地

ジュンガル盆地は新疆ウイグル自治区の北部に位置し、南部を天山山脈、東北部をアル泰山脈によって囲まれ、中心部に中国で2番目に大きな砂漠である古尔班通古特（グルバントングート）沙漠がある。ジュンガル盆地の北西部には幾つかの開口部があり、北西からの気流が比較的湿潤な空気をもたらすため、新疆の他の沙漠域に比べ降水量も多く、気温もあまり高くない、温和な気候に恵まれている。盆地南部の天山山脈北麓では年間降水量が200mm程度あり、沙漠中心部でも100mmに達している（楊, 1987）。

3) 吐魯番盆地

吐魯番盆地は東天山山脈の南麓に位置する山間盆地であり、東西に250km、南北に60-80kmの広がりを持つ。盆地北部には標高5,445mの博格達山が聳え、西から南にかけては、天山の一分枝で高度は低い非常に乾燥した剥食山地であるジュラタク山地がある。また盆地北側には、火焰山山系が盆地を二分する形で東西に横たわっている。南東側がわずかに開いているが、この盆地から流れ出す河川はなく、完全閉鎖系になっている。盆地の最低点は盆地南よりにある海拔高度-154mの艾丁湖である。

^{*} 理化学研究所表面解析室

（受付：1995年9月13日，受理：1995年11月10日）

^{**} 三菱マテリアル総合研究所

^{***} 中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所

吐魯番盆地の年平均降雨量は20mm以下で、蒸発量は約3,000mm、年間を通して日中の気温が35℃を超える日は100日、35-40日は40℃を超える。このため昔から火の州と呼ばれ、中国でも有数の高温、高乾燥地域である。水系は主に北部の博格達山に発し盆地へ流入するが、水量は多くなく平地に出るとすぐ消失し、山麓に洪積扇状地をつくる。伏流した河川は新生代の不浸透性の岩石からなる火焰山にぶつかるため、火焰山北麓および山系を分断する渓谷にそって多くの湧水が存在し、これらの湧水は渓谷を通して山系の南側に到達し、再び伏流する。吐魯番盆地では不足する地表水を補うため、カレズと呼ばれる横井戸が発達し、盆地への水の重要な供給源となっている（夏・胡, 1978；夏・宋, 1993）。

3. 現地調査および試料採取

1990年度は塔里木盆地南部の墨玉、和田、洛浦から于田に至る地域、1991年度は塔里木盆地西部および西南部のカシュガル河流域、叶尔羌河流域、西天山山脈南麓、1992年度は塔里木盆地北部の庫尔勒、輪台、庫車、阿克蘇地区、1993年度は吐魯番盆地および塔里木盆地西南部のバミール高原、1994年度は塔里木盆地東部から南部地域（尉犁、鉄干里克、若羌、且末、民豊、于田、和田）、ジュンガル盆地南部の精河、艾比湖地域および、天山山脈北側の賽里木湖から伊寧の各地域における陸水、土壌、析出塩類の調査および試料採取を行なった。

試料採取を行なった新疆ウイグル自治区および吐魯番盆地の地図を図1に、採取試料については分析結果とともに表1にまとめて示す。試料採取地域が広範囲にわたっているため、採取地域を以下のように分類した。

- 1) 塔里木盆地北部から東部：北部の博斯騰湖、庫尔勒、輪台、庫車、阿克蘇および東部の尉犁から鉄干里克、阿拉干まで天山山脈南麓の洪積扇状地および沖洪積平原から塔里木河の流域平原を含む。
- 2) 塔里木盆地南部：東南部の若羌、且末から南部の民豊、于田、和田に至るアル金山脈、崑崙山脈北麓の南部域。
- 3) 塔里木盆地西部および西南部：天山南脈および西崑崙山脈に囲まれた喀什三角州と呼ばれる地域。
- 4) バミール高原：盆地西南部にある高原で、慕士塔格山、公格尔山など7,000m級の山々が聳えている。
- 5) ジュンガル盆地南西部。
- 6) 吐魯番盆地。

4. 分析 方 法

1) pH、水温、電気伝導度、アルカリ度

採取試料については、試料採取時に pH、水温、電気伝導度の測定を行ない、アルカリ度による HCO_3^- の定量は宿舎に持ち帰って同日中に行なった。すなわち、BCG（ブロムクレゾールグリーン）を指示薬として0.02 N 硫酸により滴定を行なった。

2) 可溶性陽イオンおよび陰イオン濃度の測定

採取した陸水試料は研究室へ持ち帰り、孔径0.2ミクロンのメンブランフィルターを通してろ過したのち、溶液中の陽イオン濃度を ICP 発光分光分析（日本ジャーレルアッシュ575II）、陰イオン濃度をイオンクロマトグラフィ（島津イオンクロマトグラフ HIC-6A）により定量した。

3) ストロンチウム同位体組成

ストロンチウムはDowex 50-X8陽イオン交換樹脂に吸着させた後、2N HCl、6N HCl で溶離した。溶液を蒸発乾固して硝酸塩に変えた後、タンタルシングルフィラメント上に塗布、表面電離型質量分析計（VG Sector-54）を用いて同位体比を測定した。

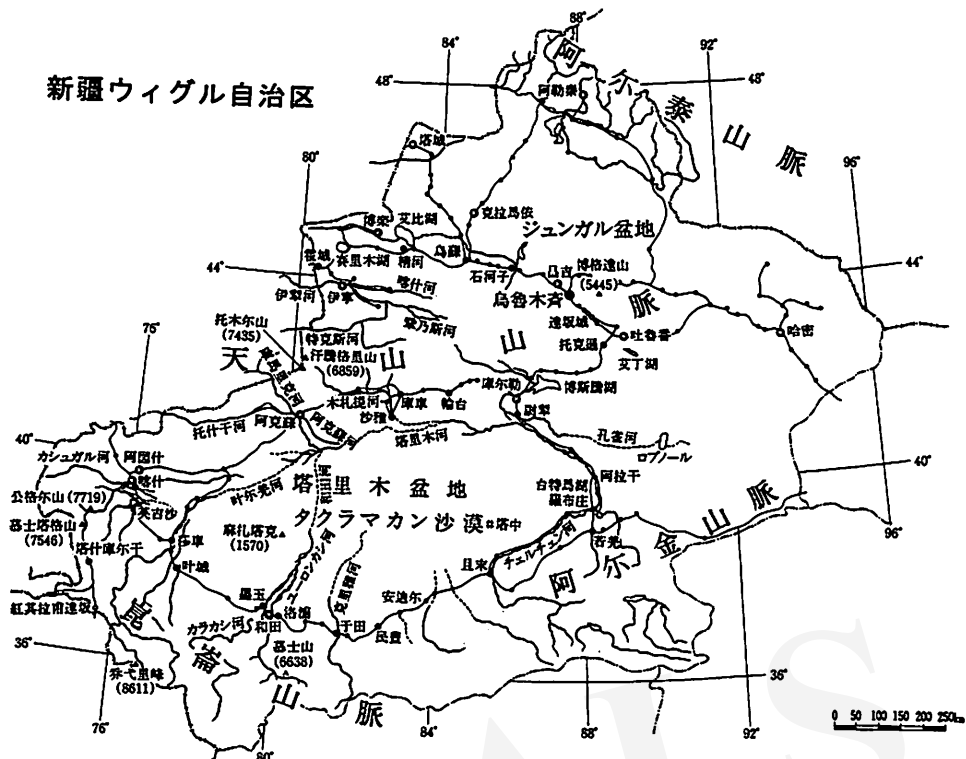
5. 結果と考察

陸水試料の pH、水温、電気伝導度、溶存陽イオン、陰イオン濃度、ストロンチウム同位体組成の分析結果をそれぞれの地域、水系別に表1に示す。また、表中には試水の化学型を EUGSTER and HARDIE (1978) の分類に従って示した。すなわち、陽イオンあるいは陰イオンの総濃度中 5 mol % 以下のイオンについては表示せず、5 から 25 mol % のイオンはかっこ付きで、25 mol % 以上のイオンについてはかっこを付けずに濃度の順に示す。表にはまた、総塩分濃度を g/L で示した。

1) pH

採取試料の pH は現地において採取時に測定したが、微細な懸濁物が pH メーターの安定性を妨げることがある。一方で、pH 試験紙による同定は0.5刻みであるのと温度補正ができないことから、正確さに欠けるなど問題がある。従って、表1に示した pH 値はあくまでも目安として見なければならないが、ほとんどが7.0から8.5の間にあり、まれに9.0に近いものがある。

新疆ウイグル自治区



新疆吐魯番盆地

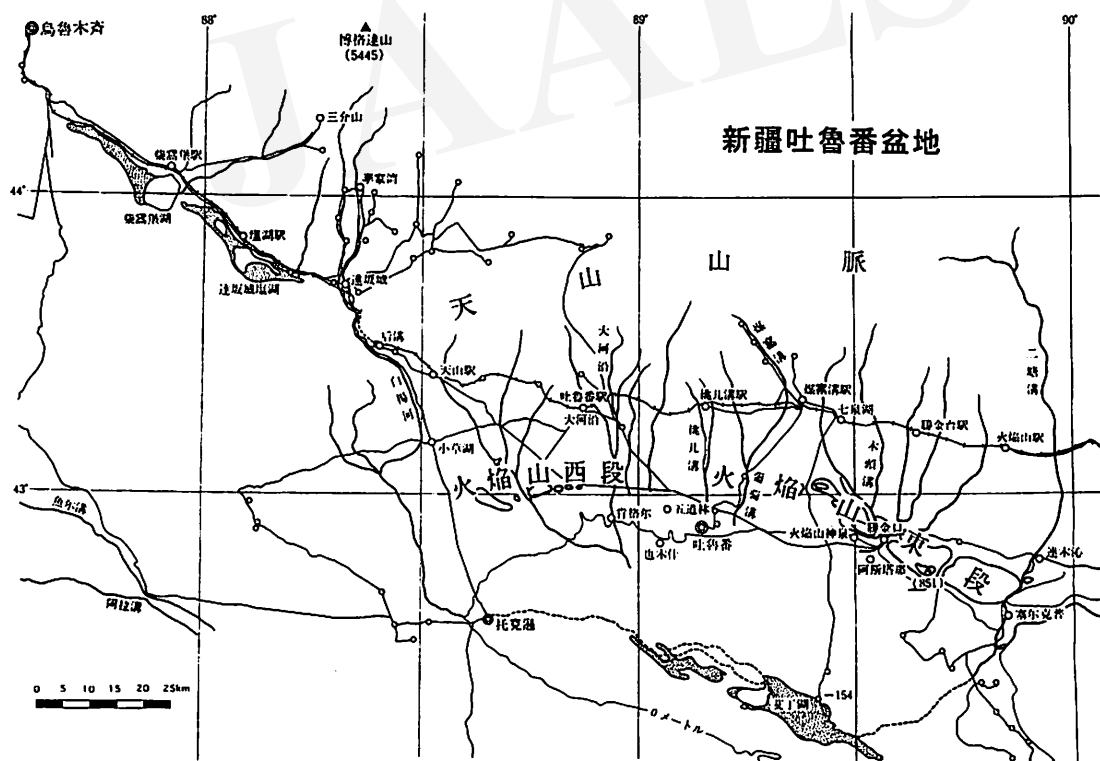


図1. 調査地域.

中国新疆ウイグル自治区および新疆吐魯番盆地地図。試料採取地点がわかるように河川、湖沼、山脈、都市名を明記した。

表 1. 新疆ウイグル自治区砂漠域から採取した陸水試料の分析結果.

No.	採取地点	EC mS/cm	pH	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	化学型	全イオン濃度 g/L	Sr ppm	Sr 87/86
mmol/L															
塔里木盆地北部から東部															
塔里木河水系															
921015-1	沙雅	5.85	8.30	2.44	41.03		23.68	45.80	0.41	8.88	12.87	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄	4.22	3.76	0.710298±18
921014-1	輪台	2.76	8.01	2.84	18.84		11.67	20.94	0.27	5.08	6.15	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	2.16	1.97	0.710648±18
921012-1	塔里木河岸土壌水	2.16	7.62	7.33	10.09		6.94	13.13	0.37	4.74	5.62	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄ -HCO ₃	1.84	1.42	0.710575±23
921012-1'	尉犁		8.13	2.20	9.42		6.14	10.50	0.20	3.32	3.13	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	1.18	0.96	0.710578±24
渭干河水系 (16-2, 16-3木札堤河, 15-3渭干河)															
921016-3	恰克堤橋	0.51	8.33	2.68	1.13	0.08	2.29	1.76	0.15	2.41	1.88	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.52	0.43	0.712056±24
921016-2	黑孜尔水电站	0.44	8.17	2.28	1.13	0.04	1.69	1.52	0.12	2.21	1.25	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.43	0.42	0.711328±24
921015-3	渭干河, 新和	0.49	7.60	2.84	0.01	1.34	0.70	1.72	0.12	2.43	1.39	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -NO ₃ -(SO ₄)	0.49	0.49	0.711286±24
921016-1	塩水溝, 却勒塔格山	9.20	7.88	1.64	73.68	0.00	41.35	80.82	0.30	28.37	10.21	Na-(Ca)-(Mg)-Cl-SO ₄	7.31	8.54	0.710579±24
阿克蘇河水系 (17-2疏馬里克河, 18-1~18-3 托什干河, 18-4~20-1阿克蘇河)															
921017-2	吐木秀克	0.23	8.10	1.76	0.07	0.04	0.97	0.16	0.06	1.56	0.87	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	0.26	0.32	0.710344±24
921018-1	巴沙克瑪	0.31	7.88	2.66	0.58	0.10	0.98	0.77	0.04	1.92	1.39	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄ -(Cl)	0.39	0.32	0.710551±17
921018-2	塔哈土木斜克	0.32	8.25	2.55	0.54	0.09	0.95	0.75	0.04	1.88	1.41	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄ -(Cl)	0.38	0.31	0.710584±20
921021-1	牙滿蘇	0.28	8.46	2.64	0.54	0.09	0.94	0.75	0.04	1.96	1.42	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄ -(Cl)	0.39	0.31	0.710627±20
921021-2	四团	0.36	8.39	2.80	0.81	0.09	1.36	1.06	0.05	2.02	1.93	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.44	0.40	0.710452±26
921021-3	阿合牙	0.42	8.62	3.30	0.92	0.09	1.50	1.22	0.06	2.27	2.18	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.51	0.43	0.710597±26
921018-3	下合托尔	0.53	8.15	3.34	1.12	0.09	2.27	1.45	0.06	2.67	2.56	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.58	0.60	0.710411±17
921018-4	阿克蘇西大橋貯水池	0.45	8.14	2.88	0.96	0.07	1.92	1.17	0.07	2.36	2.23	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.50	0.55	0.710376±20
921018-5	阿克蘇西大橋	0.31	8.01	2.24	0.47	0.06	1.67	0.51	0.07	1.88	1.27	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.37	0.36	0.710300±18
921020-1	拜西吐莖	0.33	8.00	2.38	0.57	0.06	1.69	0.81	0.08	2.33	1.66	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.41	0.49	0.710396±36
921020-2	哈拉塔爾	0.39	8.18	2.48	0.72	0.05	1.79	0.97	0.08	2.33	1.80	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.43	0.50	0.410424±36
921019-1	阿克蘇塩鹼水路	0.57			3.21		2.07	3.41	0.06	3.05	1.44			0.78	0.709758±23
博斯騰湖水系															
921011-1	博斯騰湖	1.77	8.35	4.32	7.70		9.93	11.53	0.43	2.62	7.54	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	1.57	0.81	0.710771±24
921012-4	孔雀河, 庫尔勒	1.31	8.32	4.28	5.38		6.92	7.91	0.30	3.01	5.21	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -Cl-HCO ₃	1.23	0.74	0.710628±18
921012-2	孔雀河, 尉犁	2.22	7.90	6.00	10.64		10.69	13.24	0.29	5.94	7.15	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	1.96	1.17	0.710626±27
941009-1	鉄干里克	1.006	8.14	2.80	5.04	0.00	4.22	6.20	0.27	2.65	2.66	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	0.87	0.99	0.710782±21
941009-2	鉄干里克 (井戸)	2.18	7.98	6.48	11.73	0.00	8.27	14.16	0.43	4.74	6.94	Na-Mg-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	1.92	1.80	0.710656±27
941009-3	化拉干 (井戸)	4.18	7.32	8.80	31.62	0.00	25.21	30.23	0.92	12.25	21.82	Na-Mg-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	4.38	5.45	0.710736±34

No.	採取地点	EC mS/cm	pH	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	化学型	全イオン濃度 g/L	Sr ppm	Sr 87/86
mmol/L															
塔里木盆地南東部															
若羌, 且末, 民豊															
941010-4	若羌北 (土壌水)	23.7	6.99	7.52	182.94	0.00	135.29	222.75	5.23	30.29	90.13	Na-Mg-(Ca)-Cl-SO ₄	20.70	11.67	0.711533±33
941010-5	亜克吾斯塘 (井戸)	1.692	7.13	6.20	9.65	0.20	8.44	11.45	0.24	3.48	7.72	Na-Mg-(Ca)-Cl-SO ₄ -HCO ₃	1.76	1.21	0.711569±38
941011-1	塔什沙依	0.998	8.1	2.20	3.72	0.00	6.65	4.42	0.20	4.48	3.14	Ca-Na-Mg-Cl-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	0.89	0.75	0.712688±24
941011-2	江格沙依	1.04	8.24	2.80	4.52	0.02	6.54	5.92	0.21	5.27	2.34	Na-Ca-(Mg)-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	1.01	0.67	
941011-4	且末大橋	0.678	7.41	3.60	3.36	0.04	2.30	4.64	0.19	1.68	2.36	Na-Mg-(Ca)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.74	0.53	0.710927±60
941012-4	安迪尔河	0.876	7.42	3.96	3.69	0.00	2.48	5.89	0.25	2.01	1.62	Na-(Ca)-(Mg)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.82	0.60	0.710895±24
941012-5	牙尔通古孜河	2.47	7.7	6.64	12.99	0.00	9.27	25.09	0.56	1.40	2.94	Na-(Mg)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	2.17	1.09	0.711057±21
于田 (克里雅河水系)															
941012-6	于田	2.31	7.48	3.64	13.93	0.00	8.87	18.41	0.70	3.50	5.24	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	1.84	1.07	0.710869±24
941013-1	烏都孔	1.728	7.84	5.32	10.58	0.00	5.59	15.03	0.48	1.89	4.71	Na-Mg-(Ca)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	1.59	0.97	0.711351±24
941013-2	尧干托格拉克	1.848	8.18	5.44	10.26	0.00	5.34	14.55	0.50	1.65	4.47	Na-Mg-(Ca)-Cl-HCO ₃ -SO ₄	1.56	0.95	0.711274±28
941013-4	賽日克蘇	1.936	7.92	5.76	10.23	0.00	5.40	14.33	0.50	2.07	4.42	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-HCO ₃ -SO ₄	1.59	0.96	0.711183±24
941013-5	巴合奇 (井戸)	1.996	7.01	6.64	11.84	0.00	6.42	15.25	1.46	3.10	6.28	Na-(Mg)-(Ca)-Cl-HCO ₃ -SO ₄	1.88	2.56	0.710957±31
941013-6	英巴格	1.062	7.81	4.76	4.08	+	2.51	6.83	0.32	1.82	2.59	Na-(Mg)-(Ca)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.94	0.58	0.711232±30
941014-1	道烏子図給門内	0.781	7.52	4.16	6.00	0.00	3.07	6.69	0.39	3.21	3.16	Na-(Ca)-(Mg)-Cl-HCO ₃ -(SO ₄)	1.01	0.63	0.711117±26
和田地区 (ユーロンカシ河)															
941014-2	卡藕	0.635	7.97	3.56	2.38	0.04	1.98	4.12	0.20	2.02	1.37	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.67	0.37	0.713186±26
941015-1	布雅	3.37	7.96	2.80	32.33	0.71	18.11	33.48	0.57	12.54	9.36	Na-(Ca)-(Mg)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	3.47	2.74	0.711436±31
941015-2	布雅西北約12km	3.13	8.27	3.04	29.42	+	18.82	33.45	0.67	12.69	7.78	Na-(Ca)-(Mg)-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	3.37	2.76	0.710869±26
941015-3	布雅西北約25km	0.404	7.41	3.72	1.88	0.04	1.53	3.52	0.18	1.67	1.19	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.62	0.31	0.713736±49
941015-4	和田南約30km	0.381	8.27	3.48	1.83	0.04	1.49	3.45	0.17	1.61	1.15	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -Cl-(SO ₄)	0.59	0.15	
941015-5	玉龍喀什大橋	0.222	8.02		0.81	0.00	0.89	1.49	0.13	1.43	0.59		0.22	0.713026±26	
塔里木盆地西南部から西部															
バミール高原															
蓋孜河上流域															
931024-1	蓋孜温泉	1.869	6.48					16.80	0.00	12.05	2.21			0.93	0.721053±25
931022-1	喀拉庫里湖	0.201	8.36	1.80	0.42	0.00	0.88	0.60		1.74	0.53	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.24	0.22	0.711262±23
931022-2	温泉-75	1.169	8.27	2.00	0.88	0.00	2.89	5.66		0.45	0.02	Na-(Ca)-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	0.48		
931022-3	温泉-60	1.149	8.37					4.97	0.12	0.49	0.01			0.64	0.709518±21
ヤルカンド河上流域															
931022-4	塔什克尔干	0.851		2.70	0.83	0.01	0.76	2.04	0.11	2.05	0.51	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -(Cl)-(SO ₄)	0.35	0.31	0.710391±21
931023-1	九道班	0.104	8.31	1.60	0.05	0.01	0.27	0.11	0.04	1.46	0.26	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.21	0.12	0.710454±26
931023-2	麻扎	0.171	8.30	1.90	0.18	0.02	0.52	0.28	0.06	1.78	0.44	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.19	0.15	0.710894±21
931023-3	卡拉奇古	0.131	8.31	1.90	0.04	0.02	0.53	0.20	0.04	1.53	0.48	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.29	0.15	0.712243±21
931023-4	達布達爾	0.247	8.40	2.95	0.14	0.02	0.76	0.41	0.06	1.53	0.74	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.23	0.24	0.710945±27
931023-5	阿克塔木	0.364	8.56	2.75				0.45	0.07	2.12	0.81			0.26	0.710839±20

No.	採取地点	EC mS/cm	pH	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	化学型	全イオン濃度 g/L	Sr ppm	Sr 87/86
mmol/L															
吐魯番盆地															
白楊河															
931008-1	三个山	0.086		1.12	0.06	0.03	0.26	0.20	0.03	0.73	0.23	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.11	0.07	0.708932±24
931008-2	李家湾	0.200		1.56	0.10	0.02	0.83	0.57	0.04	1.29	0.35	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	0.20	0.14	0.707176±25
931008-3	遠坂城	0.333		3.40	0.44	0.03	1.25	1.09	0.05	2.25	0.86	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	0.39	0.30	0.708643±24
931019-2	白楊河后溝	0.333	8.30	2.90	0.39	0.05	1.42	0.80	0.04	2.16	0.74	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	0.36	0.31	0.708273±20
931019-1	白楊河小草湖	0.358	8.42	2.95	0.44	0.05	1.47	1.05	0.04	1.99	0.74	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄	0.37	0.32	0.708038±25
931012-1	托克遜	1.853	7.77	5.74	4.92	0.00	10.03	11.69	0.00	3.92	4.63	Na-(Mg)-(Ca)-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	1.58	1.95	0.709741±25
931016-4	白楊河下流	3.070	8.40	5.88	9.29	0.05	15.45	25.33	0.34	3.68	4.90	Na-(Mg)-(Ca)-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	2.44	2.52	0.709064±18
煤窩溝															
931017-3	煤窩溝水路			1.50	0.26	0.07	0.88	0.57	0.02	1.18	0.49	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.21	0.17	0.707166±20
931017-2	煤窩溝	0.286	8.21	1.96	0.40	0.06	1.00	0.72	0.02	1.58	0.50	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.26	0.28	0.706960±25
931017-1	葡萄溝水路	0.213	8.21	1.60	0.27	0.06	0.87	0.59	0.03	1.23	0.50	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.21	0.23	0.707270±18
931017-7	葡萄溝下流	0.280	8.38	1.90	0.35	0.06	0.93	0.77	0.03	1.34	0.57	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	3.00	0.22	0.707294±18
二塘溝															
931009-1	二塘溝	0.182	8.51	1.68	0.17	0.04	0.62	0.52	0.05	1.10	0.46	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.19	0.16	0.707269±25
931009-2	二塘溝水路	0.192		1.50	0.21	0.01	0.68	0.61	0.03	1.08	0.48	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.19	0.19	0.706884±21
931009-3	連木沁水路	0.205	8.09	1.10	0.20	0.03	0.66	0.59	0.03	1.05	0.48	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.16	0.19	0.707016±18
931009-4	連木沁	0.774	8.25	3.32	2.50	0.12	2.96	4.18	0.07	2.78	1.31	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -Cl	0.67	0.62	0.708092±27
931015-2	塞尔克普	0.925	8.32	3.14	3.21	0.17	3.49	4.62	0.06	2.48	1.52	Na-Ca-(Mg)-SO ₄ -Cl-HCO ₃	0.74	0.86	0.707941±23
勝金溝															
931017-4	七泉湖水路	0.311	8.39	2.15	0.45	0.07	1.18	0.81	0.02	1.62	0.58	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.29	0.23	
931010-1	木頭溝	0.675	8.49	2.68	1.01	0.05	3.59	2.45	0.04	2.06	2.18	Na-Mg-Ca-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	0.55	0.58	0.707556±27
931017-5	阿克塔木	1.659	8.24	5.20	2.43	0.00	15.31	6.66	0.16	5.31	8.61	Mg-Na-Ca-SO ₄ -(HCO ₃)-(Cl)	1.72	2.76	0.707863±20
931017-6	勝金水庫	3.160	8.10	6.40	7.72	0.10	24.59	22.56	0.30	6.08	9.98	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -(Cl)-(HCO ₃)	3.00	2.85	0.707774±20
931010-4	勝金口(合流点)	3.650	8.27	5.54	8.92	0.00	29.33	24.15	0.31	6.95	11.06	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -(Cl)-(HCO ₃)	3.11	3.49	0.707769±18
931010-3	勝金口(合流後)	1.963	8.33	3.80	4.42	0.00	14.12	12.43	0.14	4.33	5.95	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -(Cl)-(HCO ₃)	1.62	1.95	0.707757±18
931010-2	阿斯塔那	1.971	8.35	3.96	4.52	0.00	14.79	12.60	0.15	4.48	6.14		1.67	2.07	0.707729±24
阿拉溝															
931016-1	阿拉溝	0.271	8.45	3.12	0.34	0.02	0.56	0.68	0.06	1.62	0.61	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.30	0.26	0.708701±21
931016-2	魚尔溝	0.327	8.45	3.10	0.34	0.05	0.96	1.01	0.06	1.77	0.76	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.34	0.64	0.708544±23
931016-3	魚尔溝水路	0.306	8.50	2.90	0.35	0.03	0.07	0.85	0.07	1.74	0.66	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.30	0.41	0.709448±20
その他の小河川															
931013-1	五道林	0.651	7.52	3.22	0.42	0.00	11.21	1.36	0.04	7.87	2.78	Ca-(Mg)-(Na)-SO ₄ -(HCO ₃)	1.11	0.92	0.706994±18
931011-1	肯格尔(坑坑溝)	0.293	8.33	2.10	0.19	0.03	0.70	1.21	0.04	1.26	0.44	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.24	0.26	0.707430±20
931011-3	小草溝	0.958	8.29	1.60	4.30	0.42	2.89	2.20	0.05	4.11	2.41	Ca-Mg-Na-Cl-SO ₄ -(HCO ₃)	0.66	0.97	0.707183±24
931014-3	勝金口-吐魯番水路	0.284	8.33	2.05	0.38	0.00	0.94	0.75	0.03	1.31	0.56	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.25	0.54	0.707324±21

No.	採取地点	EC mS/cm	pH	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	化学型	全イオン濃度 g/L	Sr ppm	Sr 87/86
				mmol/L											
吐魯番盆地															
カレーズ、湧水															
931013-2	五道林カレーズ	0.335	8.12	1.80	0.53	0.07	1.12	1.89	0.04	0.84	0.52	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.27	0.31	0.707043±20
931014-0	カレーズセンター			1.65	0.22	0.05	0.44	0.99	0.03	0.59	0.39	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.18	0.23	
931018-3	葡萄溝泉	0.220	8.36	0.20	0.32	0.02	0.73	1.15	0.04	0.61	0.35	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.18	0.20	0.707931±21
931018-4	桃儿溝泉	0.338	7.36	1.90	0.53	0.02	1.03	1.69	0.04	0.93	0.46	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.27	0.25	0.707248±20
931018-5	桃儿溝	0.217	8.06	1.55	0.23	0.03	0.55	0.88	0.04	0.71	0.37	Na-Ca-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.18	0.19	0.707439±21
931018-1	火焰山神泉	96.000	7.64	1.24	1296.43	0.00	4.01	1176.60	3.51	57.29	64.84	Na-Cl	76.65	124.63	0.708656±21
井戸水、土壌地下水															
931018-2	艾丁湖井戸水	2.118	7.58	2.60	8.86	0.24	11.43	10.25	0.06	4.42	8.73	Na-Mg-(Ca)-SO ₄ -Cl-(HCO ₃)	1.70	2.16	0.708920±21
931018-1	艾丁湖土壌地下水			6.30	168.62	0.00	172.30	178.12	0.86	15.65	52.71	Na-(Mg)-SO ₄ -Cl	22.19	6.37	0.707815±20
931017-8	蘇公塔井戸水	0.829	7.56	2.60	2.97	0.49	3.34	3.67	0.08	3.23	1.85	Na-Ca-(Mg)-SO ₄ -Cl-HCO ₃	0.71	0.76	0.706998±21
塩湖															
941005-1	達坂城塩湖 (大)	0.315	8.65	1.76	0.80	0.00	1.14	1.25	0.29	2.60	0.16	Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)		0.21	0.708920±21
931019-3	達坂城塩湖 (小)	175.100	7.67	10.96	4219.15	0.00	363.49	4027.40	47.52	4.48	231.17	Na-(Mg)-Cl-(SO ₄)	269.26	3.03	0.708840±35
931014-1	艾丁湖東側	199.300	7.20	6.28	3815.61	0.00	667.28	4632.45	18.09	6.29	118.67	Na-Cl-(SO ₄)	280.29	6.21	0.707980±40
931012-3	艾丁湖南岸	>220	7.66	3.40	3682.35	0.00	569.08	4632.45	15.88	6.29	67.10	Na-Cl-(SO ₄)	269.52	20.29	0.709059±25
931012-2	艾丁湖南岸	210.700	7.27		3806.90	0.00	186.20	4180.08	13.82	8.27	80.70	Na-Cl	245.49	53.38	0.708304±24
ジュンガル盆地															
艾比湖水系															
941024-4	烏蘇	0.13	7.49	1.68	0.08	0.04	0.44	0.41	0.03	1.50	0.29	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.22	0.20	0.708530±31
941020-1	四棵樹 (自噴井)	0.209	7.56	2.56	0.13	0.05	0.50	0.90	0.06	1.45	0.43	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.32	0.28	0.708339±33
941021-1	精河	0.191	7.64	2.40	0.12	0.05	0.42	0.43	0.04	2.12	0.21	Ca-(Na)-(Mg)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.30	0.26	0.709218±31
941021-2	大河沿河	0.251	8.11	3.10	0.22	0.04	1.07	0.71	0.04	2.28	1.17	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -SO ₄	0.42	0.25	0.709386±31
941023-2	艾比湖	52.2	7.92	6.32	623.68	0.00	444.80	875.16	9.71	13.90	204.85	Ca-(Mg)-Cl-SO ₄	67.34	3.43	0.709458±24
941023-3	艾比湖土壌地下水	76.4	7.17	3.40	981.38	0.00	128.35	1083.51	4.47	37.88	51.94	Na-Cl-(SO ₄)	67.80	21.62	0.708900±28
941021-3	三台賽里木湖	2.44	8.91	13.40	8.97	0.00	21.72	15.24	0.66	0.42	29.59	Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃ -(Cl)	3.33	0.03	0.708689±27
941021-4	果子溝	0.236	8.35	3.30	0.00	+	0.77	0.21	0.02	2.30	1.14	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.40	0.14	0.709227±26
941021-5	果子溝	0.229	8.13	3.10	0.03	0.08	0.59	30.28	0.03	2.12	0.95	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.38	0.14	0.709437±37
伊犁河水系															
941021-6	霍城	0.34	8.04	3.90	0.17	0.15	0.81	0.87	0.05	2.35	1.31	Ca-Mg-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.49	0.29	0.710025±18
941022-1	托開	0.208	7.99		0.16	0.05	0.62	0.61	0.05	1.87	0.63	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.43	0.19	
941022-2	雅瑪図大橋	0.252	7.84	3.60	0.26	0.05	0.81	0.77	0.05	2.13	0.77	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)-Cl	0.41	0.23	0.710382±24
941022-3	伊犁河、喀什河合流点	0.22	8.02	3.10	0.16	+	0.55	0.55	0.05	1.98	0.63	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)	0.33	0.20	
941022-4	雅瑪図 伊犁河	0.417	7.94	2.60	0.59	0.11	2.32	2.00	0.07	2.58	1.38	Ca-Na-(Mg)-HCO ₃ -SO ₄ -(Cl)	0.47	0.48	0.708831±33
941022-5	伊犁大橋	0.319	8.15	2.40	0.34	0.06	1.10	0.95	0.06	2.16	0.96	Ca-(Mg)-(Na)-HCO ₃ -(SO ₄)-(Cl)	0.42	0.28	

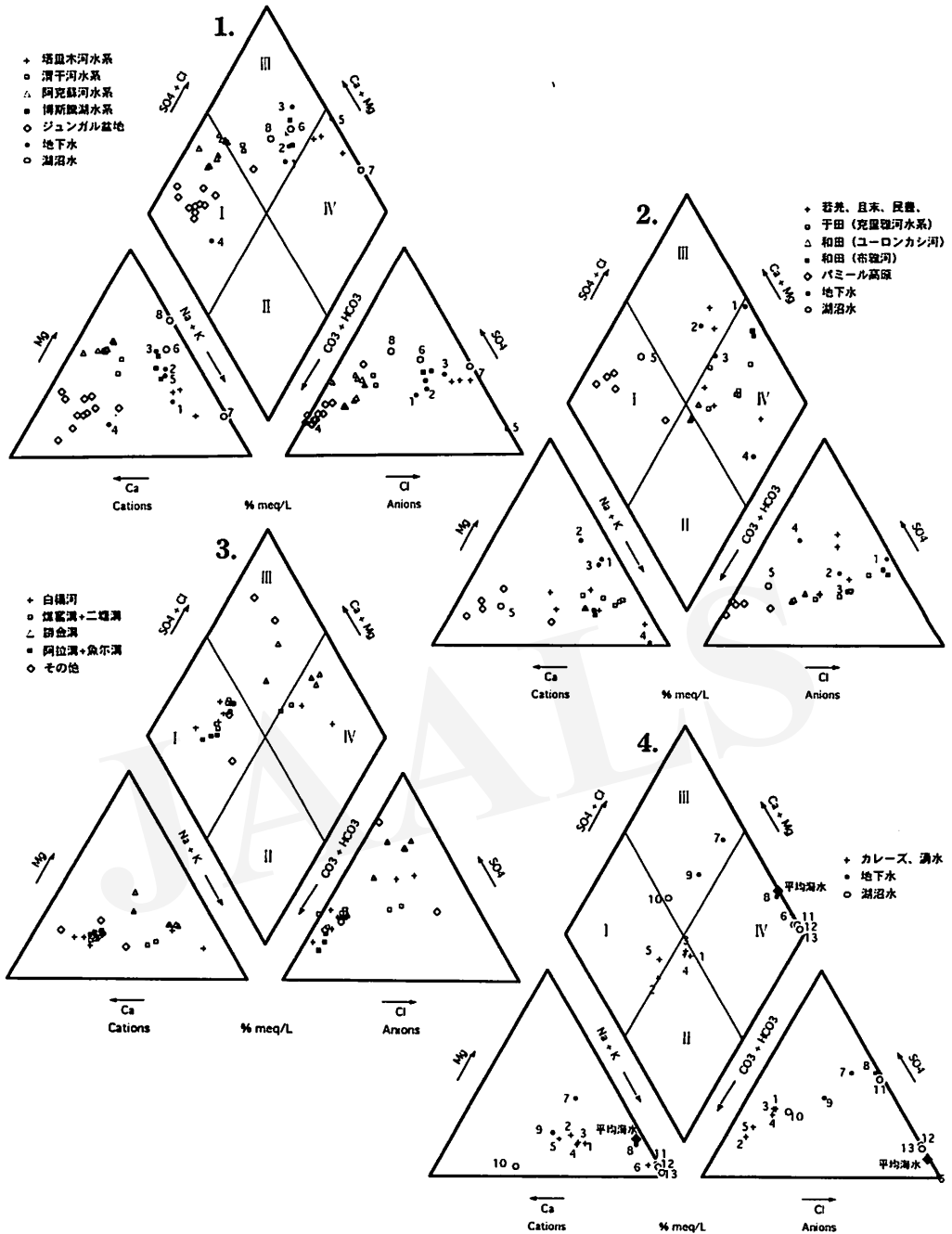


図 2. 陸水試料のトリリニアダイアグラム.

1. 塔里木盆地北部、東部およびジュンガル盆地. 1: 土壌地下水 (尉犁), 2: つるべ井戸 (鉄干里克), 3: 手押しポンプ井 (阿拉干), 4: 自噴井 (四棵樹), 5: 土壌地下水 (艾比湖), 6: 博斯騰湖, 7: 艾比湖, 8: 賽里木湖.
2. 塔里木盆地南部、西南部およびパミール高原. 1: 土壌地下水 (羅布庄), 2: 動力揚水井 (若羌), 3: 手押しポンプ井 (于田), 4: 温泉 (パミール高原), 5: 喀拉庫里湖 (パミール高原).
3. 吐魯番盆地河川水.
4. 吐魯番盆地地下水, 湖沼水. 1: カレーズ (五道林), 2: カレーズ (カレーズセンター), 3: 葡萄溝泉, 4: 桃儿溝泉, 5: 桃儿溝, 6: 火焰山神泉, 7: 動力揚水井 (艾丁湖北), 8: 土壌地下水 (艾丁湖北), 9: つるべ井戸 (吐魯番市内), 10: 達坂城塩湖 (大), 11: 達坂城塩湖 (小), 12: 艾丁湖 (東部), 13: 艾丁湖 (南部).

2) 電気伝導度

溶液の電気伝導度と全陽イオン濃度との間には以下のような関係があり、電気伝導度を測定することにより、便宜的に溶液の全陽イオン濃度、すなわち可溶性塩濃度を推定することができる。

$$\text{全陽イオン濃度 (meq/l)} = 10 \times \text{EC (mS/cm)}$$

採取試料の電気伝導度は河川上流域の0.086mS/cmから下流の塩類集積地域の5.85mS/cmと変化するが、大部分は0.2から3.5mS/cmの間に入る。井戸水はもまた0.2から4.2mS/cmの間にあるが、住民が飲用に使っている井戸水でも2.0mS/cm以上のものがある。一方で、地表付近の土壌地下水は土壌の塩類化の程度を反映して20から80mS/cmという非常に濃い塩濃度を示す。また、吐魯番盆地の艾丁湖は飽和に近い塩濃度を示すし、ジュンガル盆地の艾比湖も50mS/cmと高い塩濃度を示し、河川水、井戸水の最高値が5.85であるのに対し、大きな差がある。

このことは溶液の総塩濃度にもいえることで、総塩濃度が5g/L以上の塩水に属するものは河川水、井戸水には見られない。

3) 化学型

水試料の化学型については表1にEUGSTER and HARDIE (1978) の分類に基づいて示したが、水系の分類と起源、変化、進化などを知るうえでよく使われるトリリニアダイアグラムを図2に示す。これは陸水の主成分である、陽イオン： $(\text{Na}+\text{K})$ 、Ca、Mg および陰イオン： $(\text{CO}_3+\text{HCO}_3)$ 、Cl、 SO_4 の当量の合計を100%とし、個々の成分が占める割合を示すもので、それぞれの陸水が占める位置からその水の特色を読み取ることができるものである(PIPER, 1944; 山本, 1983)。陸水試料がこのグラフのどの位置にあるかによって、主成分を次のように分類することができる。

- I Ca-HCO_3 型, Mg-HCO_3 型: 河川水や浅い地下水。
 - II Na-HCO_3 型: 淡水性の被圧地下水。
 - III Ca-SO_4 型, Mg-SO_4 型: 特殊な地質環境の影響を受けた水。
 - IV Na-SO_4 型, Na-Cl 型: 海水、化石塩水、塩湖など。
- トリリニアダイアグラムからそれぞれの地域の水系の化学型について述べる。

(1) 塔里木盆地北部から東部

塔里木河: 化学型は Na-Cl 型、トリリニアダイアグラム(図2-1)上でIIIとIVの境界線あたりに分布し、周辺土壌からの影響が激しいことを示している。塔里木河は阿克蘇河、和田河、叶尔羌河が合流して塔里木盆地を西から東へ流れる塔里木盆地最大の河川である。東北部

の輪台、尉犁を通過して、1972年以前は若羌北の台特馬湖まで到達していたが、現在では盆地東北部の鉄干里克の大西海水庫が終点となり、伏流する。塔里木河の流量は灌漑用水の使用量の増加する4月から減少し始め、夏の降水と融雪、融氷水の供給される7月、8月、9月に最大値を示し、再び減少する。1958年以前は塔里木河の水質は溶存塩濃度が1g/L以下の淡水であったが、近年、塩性化が著しい(樊ほか, 1990; FAN *et al.*, 1995)。

渭干河水系: 上流木扎提河、拜城、庫車を通る河川を集めて渭干河となり、塔里木河に合流する。化学型は Ca-HCO_3 型であり、IとIIIの境界線あたりにある。

阿克蘇河水系: 上流域に二つの支流、庫馬里克河、托什干河を持つ。北部の主要オアシスである阿克蘇を通過して阿克蘇河となり塔里木河に合流する。塔里木河への寄与の最も大きな河川(阿克蘇河72%、和田河22.5%、叶尔羌河5.5%)である(樊ほか, 1990)。化学型は Ca-HCO_3 型であり、トリリニアダイアグラム(図2-1)上ではIの領域にあり、上流の庫馬里克河、托什干河から下流に至るまで、水質の変化があまり大きくないことを示している。

博斯騰湖水系: 博斯騰湖は天山山脈南東麓に位置する水河涵養湖で主な流入河川は開都河であるが、融氷、融雪期には無数の小河川が流入する。孔雀河は博斯騰湖より流出して、庫尔勒を通り東へ向かう途中で砂漠に伏流する。化学型は博斯騰湖、孔雀河では Na-SO_4 型であるが、砂漠域では Na-Cl 型を示す。トリリニアダイアグラム(図2-1)も鉄干里克、阿拉干等の井戸水が博斯騰湖水系に属することを示している。伏流した孔雀河が地下水の供給源となっていることが考えられる。

(2) 塔里木盆地南部

若羌、且末、民豊地区: これらの試料は同じ水系に属するものではなく、若羌地区、且末地区で採取した試料を便宜的にまとめたものである。若羌地区は阿尔金山脈の山前平原からこの地域最低地点である台特馬湖低地を指す。台特馬湖は1960年以前まで水のある湖であったが、現在は干上がって土壌表面は厚い塩殻で覆われている。地下水位は浅く、所々湿地帯となって、耐塩性の植物が見られる。興味深いのは若羌近くの井戸水(941010-5)がすでに Na-Cl 型を示し、総塩濃度も高いことである。この井戸は冬期、河川上流域が凍結するため、河川水の供給がなくなったときに使用する動力揚水井で、我々が訪問した10月はまだ使用していなかったため無理に頼んでモーターを動かしてもらい採水したものである。地下水位は20mぐらいと思われる。地下水の流動速度も遅く、帯水層の溶脱が充分行なわれていないため、塩濃度が増加したと考えられる。

且末地区：チェルチェン河は崑崙山脈氷河域に集水域を持ち、且末を通して、東の低地台特馬湖方向へ流れる。安迪尔河、牙尔通古孜河は且末、民豊間の砂漠域の小河川である。チェルチェン河、安迪尔河は Na-HCO_3 型を示すが、牙尔通古孜河は Na-Cl 型を示す。周辺土壌からの塩類の供給が河川の水質を大きく左右しているであろう。

于田地区：于田は和田の東方200kmに位置し、塔里木盆地が最も南まで広がっている地点である。崑崙山脈に集水域を持つ克里雅河は上流域に大きな支流を持たない比較的単純な河川であり、于田オアシスの手前からオアシスを抜けるまで（英巴格、941013-5）水路で保護されている。オアシスを過ぎ砂漠域へと入っていくが、水量が増加する夏期においても盆地北部を東流する塔里木河に直接合流することはない。克里雅河の上流域の水は採取できなかったが、水路の終点である941013-5が Na-HCO_3 型を示し自然流となって砂漠域へ入ると Na-Cl 型へ移行することから、河川水が砂漠域へ入ってから周辺土壌との影響で急激に塩濃度を増すことがわかる。トリリニアダイアグラム（図2-2）上で克里雅河の砂漠域試料である941013-1、941013-2、941013-4は一点に集まり、水質の変化もあまり大きくない。これら3試料の採取地点は35kmの範囲にあり、乾燥した砂漠域を流れるにしても数十kmの距離では蒸発による塩濃度の増加は1%程度しか起こらないことを示唆している。

和田地区：ユーロンカシ河、カラカシ河の二大河川は合流し和田河となってタクリマカン沙漠を塔里木河の方向へ北上する。ユーロンカシ河の上流には流域に岩塩層を持つ布雅河があり、ユーロンカシ河へ合流する。トリリニアダイアグラムを見ると、布雅河の2試料は本流のユーロンカシ河とは水質を異にする。このことは後に述べるストロンチウム同位体比の差にもはっきり現われている。

(3) 塔里木盆地西部および西南部：この地域の調査は1991年度に行なったもので（YABUKI *et al.*, 1993；岡田ほか、1994a,b）、当時アルカリ度の定量を行なわなかったため、トリリニアダイアグラム上にプロットすることはできないが、砂漠域においては HCO_3 イオン濃度は主要陰イオンではなく、化学型を考えると無視できる。叶尔羌河下流域における Na-SO_4 型、カシュガル河下流域における Ca-SO_4 型、克孜勒蘇河下流域の Na-Cl 型等流域の土壌中の塩類によって様々な化学型を示す。

(4) パミール高原

水系は薩巴什達坂を境に蓋孜河源流域と叶尔羌河の上流である塔什庫爾干河に別れる。道は高原の町、塔什庫

爾干を通してパキスタンとの国境、紅其拉甫達坂（海拔高度5,000m）へと続いている。

蓋孜河：蓋孜河については1991年度に高橋らが調査を行ない、報告されている（高橋ほか、1992）。この場合もアルカリ度の測定を行なわなかったため、ZHANG *et al.* (1995) は陽イオン濃度と陰イオンの差を HCO_3 として計算した。測定誤差を考えると、このようにして得られた HCO_3 濃度は正確さに欠けるが、化学型を示す目安にはなる。蓋孜河は上流域で Ca-HCO_3 型を示し、扇状地からオアシスへ入ったところで Na-HCO_3 型へ移行する。慕士塔格山麓の氷河涵養湖、喀拉庫里湖も Ca-HCO_3 型を示す。

塔什庫爾干河：1993年度に採取したパミール高原の塔什庫爾干河水系の試料はいずれも Ca-HCO_3 型を示し、トリリニアダイアグラム上でIの領域にある。川嶋（1992）によれば、叶尔羌河の下流域は Na-HCO_3 型を示している。先に述べたように、砂漠域に入ると叶尔羌河は Na-SO_4 型に移行する。

(5) ジュンガル盆地

調査地域はジュンガル盆地南西部、天山山脈北麓の艾比湖水系と伊犁河水系に分けられる。

艾比湖水系：ジュンガル盆地西南部の内流のうち、奎屯、四棵樹、精河地域の河川は天山山脈北麓にある海拔高度200mの塩湖である艾比湖へ流入する。河川水は Ca-HCO_3 型、トリリニアダイアグラム上で、Iに分布し、伊犁地区と同様の傾向を示す。四棵樹の自噴井もこの領域に属し、帯水層が比較的浅い地下水であることを示している。ジュンガル盆地は塔里木盆地、吐魯番盆地と異なり比較的温和な気候条件に恵まれているため、天山山脈から供給された水は急激な水質の変化を示さない。艾比湖はジュンガル盆地西南部の最低地点である砂漠域に接している。湖水および湖畔の塩類化土壌下の土壌水は Na-Cl 型を示すが、吐魯番盆地の艾丁湖に比べて塩濃度はかなり低い。塩湖の塩濃度の増加は、流入する水の量とその塩濃度、蒸発量等によって決められるが、ジュンガル盆地は吐魯番盆地の気候条件の差が大きく影響しているものと思われる。

賽里木湖：天山山脈の山中海拔高度2,072mにある三台賽里木湖は Mg-SO_4 型を示す。中国西北部の山岳地帯の湖沼については、チベット高原（鄭ほか、1988；胡、1994）、内蒙古（鄭、1992）、柴達木盆地（張、1987）の湖沼に関する本が出版されている。また、川嶋（1992）、高村ほか（1994）らの報告があるが、 Mg-SO_4 型を示す湖の報告例は非常に少ない。世界の塩湖に関してはHARDIE and EUGSTER（1970）がまとめているが、やはり Mg-SO_4 型を示す湖は少ない。賽里木湖は流出する

河川を持たない湖であるが、最近50年間、湖の水位の変化が見られないことから、流入する水量と蒸発量がほぼ平衡にあると考えられる(楊, 1987: 186-187)。

伊犁地区: 天山山脈は三つの支脈に分かれ、山間の谷を特克斯河、鞏乃斯河、喀什河その他の河川が流れている。伊犁河はこれらの河川を集めて水量を増し、国境を越えてカザフスタン共和国のバルハシ湖に注いでいる。今回測定した試料のうち、941022-1、941022-3は喀什河、941022-4は喀什河と合流する前の伊犁河、941022-2が合流後の伊犁河の水であるが、合流後の伊犁河、および喀什河がCa-HCO₃型を示すのに対し、合流前の伊犁河はNa、SO₄濃度が高く、トリリニアダイアグラム上でIとⅢの境界線近くに位置する。喀什河と合流する前の伊犁河の大きな支流である鞏乃斯河流域はすでに山間の平地を長距離流れており、河川水のNa、SO₄濃度が高くなっているのに対し、喀什河は平地に出て間もない河川であるため、上流域に見られる典型的なCa-HCO₃型を示している。

(6) 吐魯番盆地

吐魯番盆地の水系は天山水系、火焰山水系、地下水、カレーズに大別される(夏・胡, 1978)。

天山水系: 主な河川としては白楊河、大河沿河、塔爾朗河、煤窩溝、二塘溝、阿拉溝、魚爾溝があるが、西部の阿拉溝、魚爾溝以外はすべて盆地北部の博格達山を集水域に持つ。白楊河以外の河川は平地へ出るとすぐ伏流するため、現在では水路によって保護されている。

白楊河は東天山山脈の水を集めて、吐魯番盆地西側の托克遜を通して艾丁湖へ流入する吐魯番盆地最大の河川である。水系は主に天山山脈博格達山の氷河融水、雨水等を集めて達坂城近辺で合流したのち、盆地西側のオアシス、托克遜を通して吐魯番盆地へと流入する。化学型は上流域のCa-HCO₃型から平地のNa-SO₄型へ移行するように見えるが、トリリニアダイアグラムで見ると平地の托克遜および白楊河下流の2試料(931012-1、931016-4)は上流域と異なった水系に属すると考えられる。白楊河は托克遜近傍において西から供給される阿拉溝、魚爾溝等の伏流水と合流し、また托克遜から艾丁湖にかけて分布する地下水も流入するため、全く異なった水質を示すのであろう。

煤窩溝、二塘溝は天山山脈博格達山に水源を持ち、それぞれ葡萄溝、連木沁溝を通して火焰山の南側へ出る。いずれも上流域ではCa-HCO₃型を示し、水路に保護されない砂漠域に入るとNa-SO₄型へ移行する。また、勝金溝は上流の七泉湖水路でCa-HCO₃型を示すが、火焰山を通過する際にNa-SO₄型へ移行する。トリリニアダイアグラム上では、IVの領域に属し、火焰山山系の地層

中に多量に含まれる硫酸ナトリウム塩の影響を反映している。

阿拉溝、魚爾溝は天山山脈の分枝である、喀拉烏成山を集水域に持つ河川であるが、扇状地で伏流し、托克遜で白楊河と合流する。伏流水は托克遜から艾丁湖にかけて分布する地下水の水源ともなっている。化学型は河川上流域に見られるCa-HCO₃型、トリリニアダイアグラム上ではIに属する。

火焰山水系: 火焰山は海拔高度も高くなく(最高高度851m)、山頂に氷雪を持たないが、天山山脈に発した上記の河川は不浸透性の岩石からなる火焰山にぶつかり、火焰山北麓および山系を分断する溪谷にそった湧水となつて、山系の南側に到達する。桃儿溝、葡萄溝、木頭溝、吐峪溝、連木沁溝(溝は溪谷の意)などが主要な溪谷であり、葡萄泉、桃儿溝泉は典型的な湧水である。いずれもNa-HCO₃型を示す。火焰山神泉は火焰山南麓の湧水であるが、溪谷を通ってきたものではなく、水量は少なく、塩濃度の著しく濃縮された水が湧き出ている。湧泉周辺には層状に塩が析出している(夏, 1978)。化学型はNa-Cl型を示し、火焰山山中の塩層を通過してきた水であらう。

カレーズ: 吐魯番盆地では不足する地表水を補うため、カレーズと呼ばれる横井戸が多数存在する。すなわち、山麓の地下水面に達する井戸を掘り、何本もの立井戸をつないで集落や耕地へと導くものである。カレーズの水も天山あるいは火焰山南麓の洪積扇状地の地下水を盆地中央部へ引いてきたものであり、今回採取した五道林の試料は火焰山水系に属する。トリリニアダイアグラムからも、カレーズの水が火焰山水系の湧水である葡萄溝泉、桃儿溝泉と同じ水系に属しI Ca-HCO₃型とII Na-HCO₃型の境界領域にあり、これらが淡水性の被圧地下水あるいは不圧地下水であることが示されている。

地下水: 吐魯番盆地は山間盆地のため、周辺山地から供給された水は地下に浸透し、地下水として蓄えられる。特に、火焰山北麓一帯および盆地中央部の托克遜から艾丁湖にかけては50から200mの深度に厚さ10から20mの被圧地下水層が三層にわたって存在し、盆地への水の重要な供給源となっている(夏・胡, 1978)。一方、浅層地下水位は艾丁湖周辺では1から3mと浅く、地下水が表面に溢れ出ているところもある。今回の現地調査で得られたのは艾丁湖北2kmのところに散在する動力井(地下水位100m)、吐魯番市内のつるべ井戸(水位20m)の試料で、いずれもNa-SO₄型を示す。艾丁湖北側の土壌地下水もNa-SO₄型である。

4) 溶存イオンの相関

前項においては陸水の特徴を化学型に基づいて述べてきたが、塩類構成イオン種がどのように移動していくのか、イオン種間の相関をとって検討する。

一価のイオンである Na, K 濃度と Cl 濃度の相関、二価のイオンである Ca, Mg と SO_4 および $(\text{Ca}+\text{Mg})-\text{SO}_4$ および HCO_3 との相関を、各々図3-1~3に示す。

$(\text{Na}+\text{K})-\text{Cl}$: パミール高原, ジュンガル盆地の河川, 吐魯番盆地の河川上流域あるいはカレズの水等, 比較的溶存イオン濃度の低い河川水の場合, Cl 濃度も 1meq/L 以下と低くなっている。これらの河川においては Cl 濃度は $(\text{Na}+\text{K})$ 濃度に対応せず, $(\text{Na}+\text{K})$ が過剰に存在する。すなわち, 大部分の Na, K は, 岩塩等の蒸発残留塩類鉱物からではなく, 河川上流域に存在する炭酸塩鉱物あるいは, ケイ酸塩鉱物などから供給されていることを示している。一方, 塔里木盆地北部の試料は比較的塩濃度の低いところでも $(\text{Na}+\text{K})$ は Cl に対してそれほど過剰ではなく, しかもよい相関を示していることから, $(\text{Na}+\text{K})$ が岩塩から供給されていることが推定される。吐魯番盆地の場合は塩濃度の低い河川上流域, カレズ, 湧水の試料は $(\text{Na}+\text{K})=\text{Cl}$ の線から大きく外れているほか, 河川下流域においても 1:1 対応線の上部にあり, Na, K が過剰に存在することを示している。

$(\text{Ca}+\text{Mg})-\text{SO}_4$: 一般に SO_4 濃度が 3meq/L 以下の河川上流域は $(\text{Ca}+\text{Mg})=\text{SO}_4$ 対応線の上部に分布し, Ca, Mg が SO_4 に対して過剰に存在する。すなわち, Ca, Mg が硫酸塩だけから供給されるものではないことを示している。これに対し, SO_4 濃度の高くなる塔里木盆地南部の試料は対応線近傍に分布し, 吐魯番盆地の下流域では SO_4 が過剰に存在している。これは図3-1に見られた Na の過剰に対応し, 吐魯番盆地の河川下流域においては流域に堆積している Na_2SO_4 が溶存イオンの供給源となっていることが示唆される。

$(\text{Ca}+\text{Mg})-\text{HCO}_3$: 吐魯番盆地の河川上流域およびジュンガル盆地の一部では, $(\text{Ca}+\text{Mg})$ 濃度が HCO_3 とよい対応を示し, これらのイオンの供給源が主に炭酸塩鉱物であることが推定される。

5) 各河川における溶存イオンの濃度変化と相関

河川水中の溶存イオンは岩石の風化過程で流出する成分と大気からの降水物によって供給される成分が考えられる。特に, 新疆の河川の集水域である崑崙山脈, 天山山脈は, 地質時代に形成された堆積塩類層を含んでいることが知られており, これらの塩層からの塩類構成イオン種の供給を無視することはできない。塩素イオンを

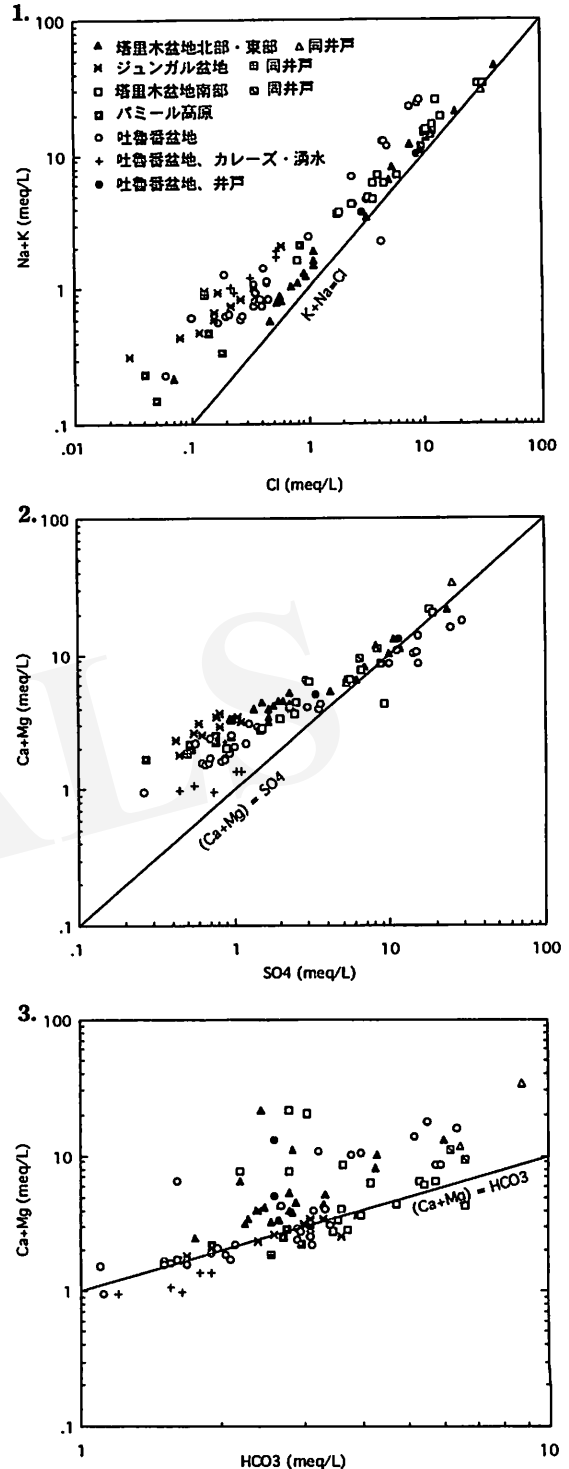


図 3. 主要溶存イオンの地域別分布。

1. $(\text{Na}+\text{K})-\text{Cl}$
2. $(\text{Ca}+\text{Mg})-\text{SO}_4$
3. $(\text{Ca}+\text{Mg})-\text{HCO}_3$

表 2. 河川水の溶存イオン濃度間の相関係数.

塔里木盆地北部, 塔里木河水系

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.148	0.172	0.164	0.219
Cl	1.000	1.000	1.000	0.998
SO ₄	1.000	1.000	1.000	0.999
Na	1.000	1.000	1.000	0.997
Ca		1.000	1.000	0.999
Mg			1.000	0.998
Sr				1.000

塔里木盆地北部, 阿克蘇河水系

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.941	0.738	0.893	0.526
Cl	0.990	0.877	0.979	0.752
SO ₄	0.655	0.855	0.762	0.946
Na	1.000	0.885	0.978	0.739
Ca		1.000	0.911	0.919
Mg			1.000	0.835
Sr				1.000

塔里木盆地南部, 克里雅河水系

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.863	0.406	0.841	0.889
Cl	1.000	0.141	0.997	1.000
SO ₄	0.999	0.162	0.998	0.999
Na	1.000	0.123	0.998	0.998
Ca		1.000	0.130	0.164
Mg			1.000	0.995
Sr				1.000

ジュンガル盆地, 伊犁河水系

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	-0.505	-0.276	-0.014	-0.448
Cl	0.960	0.780	0.631	0.923
SO ₄	0.996	0.847	0.734	0.974
Na	1.000	0.882	0.781	0.988
Ca		1.000	0.951	0.937
Mg			1.000	0.861
Sr				1.000

バミール高原, 塔什庫爾干河

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.931	-0.066	0.965	0.999
Cl	0.723	0.777	0.462	0.474
SO ₄	0.956	0.201	0.987	0.933
Na	1.000	0.301	0.945	0.940
Ca		1.000	0.056	-0.043
Mg			1.000	0.973
Sr				1.000

吐魯番盆地, 白楊河

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.952	0.979	0.999	0.967
Cl	0.936	0.949	0.982	0.981
SO ₄	0.921	0.952	0.914	0.976
Na	1.000	0.939	0.946	0.937
Ca		1.000	0.983	0.975
Mg			1.000	0.973
Sr				1.000

吐魯番盆地, 勝金灣

	Na	Ca	Mg	Sr
HCO ₃	0.840	0.944	0.965	0.934
Cl	0.998	0.898	0.873	0.855
SO ₄	0.960	0.982	0.970	0.961
Na	1.000	0.897	0.874	0.853
Ca		1.000	0.995	0.995
Mg			1.000	0.993
Sr				1.000

む鉱物は限られ、周辺土壤中に堆積する岩塩にせよ風送によるものにせよ、岩塩によって供給されることは間違いないが、硫酸塩、炭酸塩の場合は複雑である。岡田・矢吹(1991)、岡田ほか(1992, 1994 a, b, 1995)、OKADA *et al.* (1993) がまとめたように、硫酸塩としては硫酸カルシウム、硫酸ナトリウム、硫酸マグネシウムおよびその複塩が存在するので、定量的にこれらのイオンの供給源を同定するのは難しいが、各河川における溶存イオンの濃度変化と相関を見ながら考えてみる。各溶存イオン間の相関係数は表 2 に示す。

(1) 塔里木盆地北部

塔里木河：塔里木河の試料は沙雅、輪台、尉犁の 3 地点であるが、図 4-1 からわかるように、全イオン濃度は下流に向かって減少している。天山山系から供給される低塩濃度の河川水あるいは地下水によって、塩濃度が減少していくと思われる。図 4-1 より、溶存イオンの供給源として Na-Cl、Na-SO₄、Ca-SO₄、Mg-SO₄、Ca-HCO₃ が考えられる。ストロンチウムは主に Ca、SO₄ と行動をとともにしていると思われる。Ca は下流に向かって増加率が減少する傾向にあり、HCO₃ は濃度変化をあまり示さない。塔里木河の溶存イオン相互の相関係数を表 2 に示すが、炭酸イオン以外のすべての溶存イオンは互いに相関する。

阿克蘇河：阿克蘇河水系は上流域に庫馬里克河、托什干河を持つ河川のため、図 4-2 に見られるように溶存イオン間の相関は塔里木河のように明確ではないが、Mg-HCO₃、Ca-SO₄、Na-Cl の相関が見られる。興味深いのは、

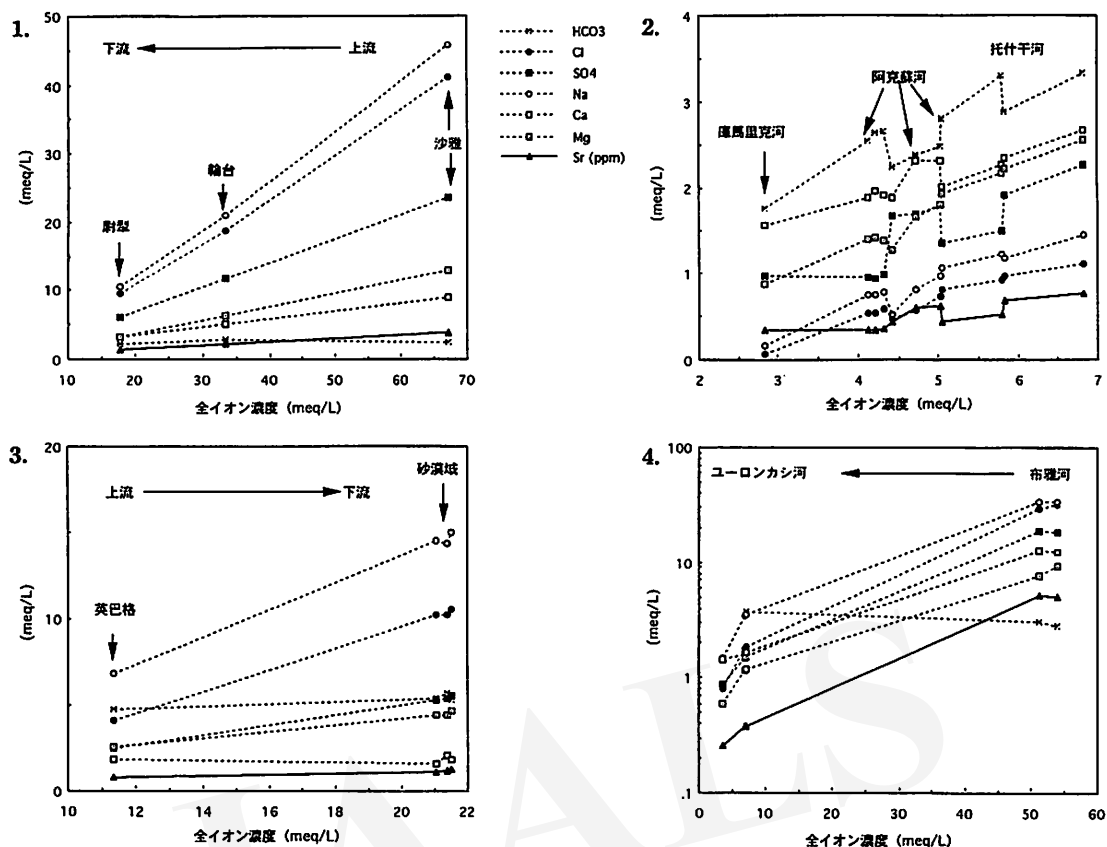


図 4. 各河川における溶存

1. 塔里木盆地北部, 塔里木河水系.
2. 塔里木盆地北部, 阿克蘇河水系.
3. 塔里木盆地南部, 克里雅河水系.
4. 塔里木盆地南部, ユーロンカシ河水系.

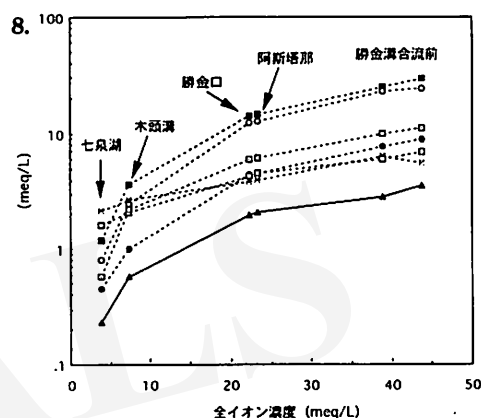
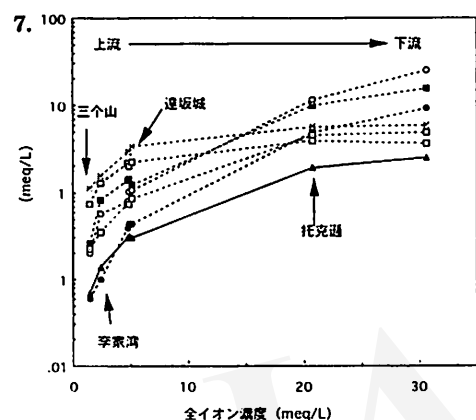
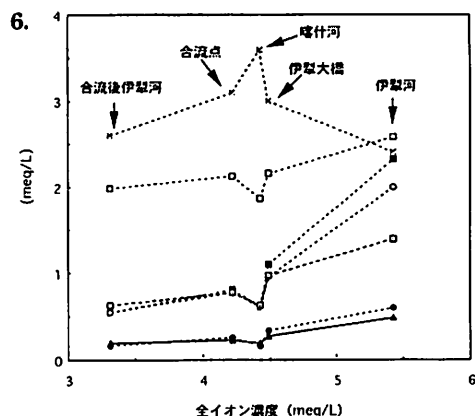
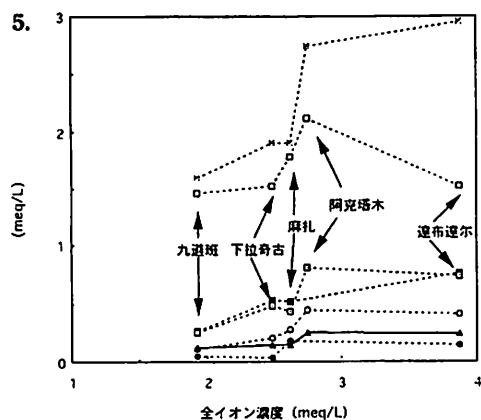
上流域においてすでに Na-Cl の相関が見られることで、Na が岩石の風化によるよりも岩塩によって供給されていることを示している。この岩塩は天山山脈中に存在する岩塩層に起因するものであるか、あるいは下流域の集積塩が風によって運ばれてくるものであるか、風送塵の分析を行ないたいものである。また、托什干河においては Mg, Ca は HCO_3 と相関を示し、天山山脈中に存在するマグネサイト、ドロマイト層からの供給が示唆される。Mg, Ca の一部は硫酸塩として供給されると考えられ、Sr は SO_4 とよりよい相関を示すことからこれらの硫酸塩中に取り込まれていたものが河川中に供給されたと考えられる。托什干河が庫馬里克河と合流して阿克蘇河になると、 HCO_3 濃度はもはや増加せず、Ca, Mg は SO_4 との相関が強くなる。

(2) 塔里木盆地南部

克里雅河: 上流から下流に向かって Na-Cl 濃度は相関

して増加し、Mg- SO_4 も相関して増加するが Mg の増加率が SO_4 に比べて小さくなっていることから、 MgSO_4 に一部 Na_2SO_4 が供給されていると思われる。Ca は HCO_3 と相関するが、 HCO_3 が過剰である。過剰の HCO_3 は Na- HCO_3 として供給され、濃度変化を示さずに下流へ向かっていく。Sr は Ca- HCO_3 と相関する (図 4-3)。

ユーロンカシ河: ユーロンカシ河の上流の一支流である布雅河は流域に塩層を持ち、これらの塩層を通ってきた水が供給されるため、Na-Cl 型を示し総塩濃度も高い。Cl と Mg の相関から Mg の一部は岩塩に取り込まれている MgCl_2 として供給されると思われる。 HCO_3 に対して過剰の Ca と Mg は硫酸塩から供給されるのであろう。Sr は SO_4 とともに動いているようである。ユーロンカシ本流の方は各イオン間の相関がわかりにくい、 HCO_3 が主要イオンを占め、塩濃度の増加とともにすべてのイオンの増加が見られる (図 4-4)。



イオン濃度の変化と相関。

5. パミール高原，塔什克爾干河水系。
6. ジュンガル盆地，伊犁河水系。
7. 吐魯番盆地，白楊河水系。
8. 吐魯番盆地，勝金溝水系。

(3) パミール高原

河川集水域の最も源流に近い試料がパミール高原の塔什庫爾干河である。河川水中のイオン濃度は非常に低いが、すでに Mg-SO_4 、 Na-SO_4 の相関が見られ、含塩堆積層からの影響を示している（図 4-5）。実際、河川流域には硫酸マグネシウム、硫酸ナトリウムの水和物の集積が認められている（岡田ほか，1995）。河川上流域に分布する含塩堆積層の存在が、下流域の塩類析出の有力な供給源になっていることを示している。Cl 濃度は非常に低く Na とは顕著な相関は示さない。

(4) ジュンガル盆地

伊犁河：天山山脈の山間を流れる伊犁河も河川上流域を代表するものである。喀什河と合流する前の伊犁河は Na、 SO_4 濃度が高く、Ca が HCO_3 と対応している（図 4-6）。Sr は Na、 SO_4 に対応して多くなっている。天山山脈北麓にはミラピライト ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) の塩

類鉱床が存在することが報告されており（SHCHERBINA, 1949）、伊犁河の Na、 SO_4 がこのような塩類鉱床から供給されていると考えられる。

(5) 吐魯番盆地

白楊河：吐魯番盆地に流入する最大河川である、白楊河の上流域における溶存イオン間の相関を図 4-7 に示す。白楊河においては、主要陰イオンである HCO_3 と Mg、Ca、Sr、Na の相関が顕著であるが、これらの陽イオンはまた Cl、 SO_4 ととも相関を示すことから、溶存イオンの供給源としては博格達山中に分布するカルサイト、ドロマイト等の炭酸塩の他、硫酸塩、岩塩等の塩類堆積物が寄与していることを示している。

勝金溝：火焰山山系の谷間を流れる勝金溝は火焰山山系中に存在する硫酸ナトリウム塩の影響を受けて、主な溶存イオンは Na-SO_4 である。過剰の SO_4 は MgSO_4 として存在すると思われるが、NaCl の他に Mg の一部が

塩化物に対応している。塩濃度の比較的高いこの地域では HCO_3^- の変化はあまりなく、Ca と対応する。Sr は CaSO_4 と対応するようである (図 4-8)。

6) ストロンチウム同位体組成

天然にはルビジウムの同位体として ^{87}Rb (72.15%) および ^{85}Rb (27.85%) が存在するが、このうち ^{87}Rb は半減期 4.9×10^{10} 年で β 壊変して ^{87}Sr となる。また、天然に存在するストロンチウムの同位体は ^{84}Sr (0.56%), ^{86}Sr (9.86%), ^{87}Sr (6.99%), ^{88}Sr (82.59%) である。従って、鉱物の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は各々の鉱物の初生のルビジウム含量およびその生成年代により固有の値を持つ。このため、陸水試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比はそれらの水が通ってきた過程における鉱物と水との相互作用を示すトレーサーとし

て有用である。特に、新疆の塩類化土地における蒸発残留塩類鉱物としては、硫酸カルシウム、硫酸マグネシウム、あるいはこれらの複合塩が存在するので、ストロンチウムの同位体比はそれらの塩類の移動と集積過程のトレーサーとして用いることができる (FAURE, 1986; LIU *et al.*, 1994)。

一般に陸水中の溶存ストロンチウムについては、ケイ酸塩鉱物の風化により供給される場合は低濃度高同位体比を示し、海洋性炭酸塩鉱物あるいは蒸発残留塩類鉱物から供給される場合は高濃度低同位体比を示すことが知られており、河川水中のストロンチウムの濃度と同位体比の変動はしばしばこれら二つの端成分の混合モデルによって説明される (FAURE, 1986)。新疆沙漠域の陸水中の溶存ストロンチウムについてもこのような混合モデル

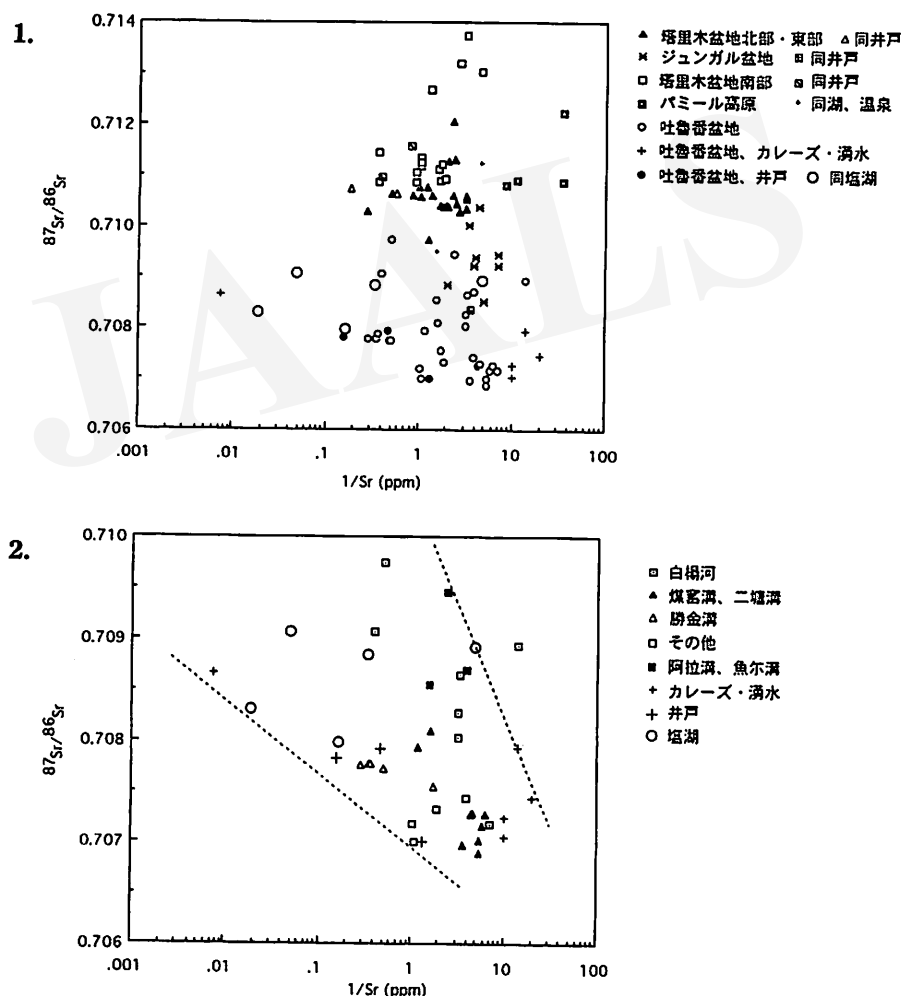


図 5. ストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) の分布。

1. 新疆ウィグル自治区陸水試料のストロンチウム同位体組成。

2. 吐魯番盆地におけるストロンチウム同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) とストロンチウム濃度との関係。

ルを検討するため、ストロンチウムの同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) をストロンチウム濃度の逆数でプロットしたものが図5-1である。この図より低濃度高同位体比、高濃度低同位体比というような明らかな混合モデルは示されず、むしろストロンチウムの同位体比には明らかな地域性が見られることがわかる。すなわち、吐魯番盆地が最も低く、ジュンガル盆地、北および東、西塔里木盆地、南塔里木盆地の順に高くなる傾向を示す。

吐魯番盆地に流入する河川の大部分は盆地北部の東天山山脈に集水域を持つ。ジュンガル盆地南西部は天山山脈北側にあり、水系は天山山脈に由来する。塔里木盆地北部は天山山脈と塔里木河に挟まれた沖洪積平原であり、河川は天山山脈に集水域を持ち、塔里木河へ流入する。塔里木盆地東部も伏流して入るが塔里木河流域である。塔里木盆地南部の河川の集水域はアル金山脈、崑崙山脈、パミール高原に大別することができる。以上を考えると、ストロンチウムの同位体組成に地域性が見られるのは、当然のことながらこの地域に供給される水に起因することがわかる。

一般には河川水中の溶存ストロンチウムはケイ酸塩鉱物あるいは炭酸塩鉱物の風化によって供給されると考えられるが、調査地域である新疆の場合、集水域である崑崙山脈、天山山脈は白亜紀、第三紀の砂岩、頁岩、石灰岩からなる堆積層が広く分布し、これらの堆積層は常に岩塩層や石膏層を夾有することが知られている（文，1965；唐ほか，1989；岡田ほか，1994 a, b）。ストロンチウムは岩石の風化によるよりも、これらの塩類堆積層から供給される方が多いと考えらる。これらの塩類堆積層中のストロンチウムの同位体組成はその変動もあまり大きくないが、ケイ酸塩中のストロンチウムは岩石の種類、生成年代によって大きく変動する。

塔里木盆地南部の崑崙山脈、アル金山脈、パミール高原を集水域に持つ、塔里木盆地南部、西部、およびパミール高原のストロンチウム同位体組成について見ると、最も高い同位体比を示すユーロンカシ河を除くと同位体組成は比較的均一で、0.7108から0.7115の範囲に分布する。ユーロンカシ河、克里雅河等同一河川について見ると、低濃度、高同位体比-高濃度、低同位体比の傾向が見られる。先に述べた溶存イオン間の相関では、克里雅河の場合、砂漠域に入ると上流から下流へ向けて Ca-HCO_3 の減少が見られる。Sr は緩やかに増加し SO_4 とよい相関を示す。流域土壤中のストロンチウム同位体比は河川中のそれより低い値を示すことから、克里雅河のストロンチウム同位体組成が下流へ向けて減少するのは、周辺土壤中の可溶性ストロンチウムの寄与によるものと思われる（YABUKI *et al.*, 1993）。于田の井戸水の同位体組成

も河川水のそれより低い値を示している。

ユーロンカシ河の場合、上流の流域に塩層を持つ布雅河は特別高い同位体組成を示さないことから、ユーロンカシ河本流の高同位体組成は、本流集水域の地質条件を反映しているものであろう。河川上流域では、ストロンチウムの同位体組成は岩石の風化によって供給されるものと、堆積岩中に含まれる塩類鉱物から供給されるものの混合の割合、岩石の種類によって変化するが、岩石の風化による寄与が大きい程、変動が大きくなる。于田-和田間の小河川のなかにはユーロンカシ河と同じように高い同位体組成を示すものがあり（ZHANG *et al.*, 1995）、崑崙山脈高山帯の花崗岩、変成岩等から高同位体比を持つストロンチウムが供給されているものと思われる。

このように考えると、河川源流域であるパミール高原も高同位体組成を示すかに思われるが、実際には下拉奇古（931023-3）の0.7122以外は叶尔羌河下流の麦蓋提で得られた値0.7107と（YABUKI *et al.*, 1993）ほぼ同じ値であった。先に述べたように、パミール高原の河川水中のイオン濃度は非常に低いが、すでに Mg-SO_4 、 Na-SO_4 の相関が見られ、含塩堆積層からの影響を示している。河川上流域に分布する含塩堆積層の存在が、下流域の塩類析出の有力な供給源になっていることを示している。

天山山脈を集水域に持つ塔里木盆地北部の河川は、渭干河水系が高い同位体組成を示す他は比較的均一な同位体比を持つ（0.7102-0.7106）。天山山脈の中高山帯と低山帯および前山帯は中生代および新生代の堆積岩から構成されており、特に天山山脈南麓の低山帯の白亜紀、および第三紀の地層には多くの岩塩や石膏が存在する（文，1965）。塔里木河、阿克苏河ともにストロンチウムは硫酸イオンと比較的よい相関を示すことから、ストロンチウムの主な供給源はこれらの石膏層であり、堆積年代が一定しているため均一な同位体比を示すものと推定される。

渭干河水系が高い値を示すのは、この水系が天山山脈で二番目に高い山である汗騰格里峰（6,995m）の氷河地域を集水域に持ち、高山帯を形成する岩石の影響をより多く受けているためと思われる。

天山山脈北側のジュンガル盆地は、吐魯番盆地に次いで低いストロンチウム同位体比を示す（0.7083-0.7103）。ストロンチウムはジュンガル盆地の河川水の場合、 Na-SO_4 とよい相関を示すことから、硫酸ナトリウムの堆積層から供給されることが推定される。先に述べたように、天山山脈北麓にはミラピライトの塩類鉱床が分布していることが知られており、これらの塩類鉱床が硫酸ナトリウムおよびストロンチウムの主な供給源となっているのであろう。

吐魯番盆地のストロンチウム同位体組成を河川流域別に示したのが図5-2である。河川上流域から盆地中央南寄りにある最も海拔高度の低い艾丁湖へ向けて同位体比が増加する傾向を示す。白楊河上流、煤窩溝、二塘溝等の天山博格達水系、カレーズ、葡萄溝、桃儿溝等の湧水はかなり均一な低同位体組成を持ち、供給源が同一であることを示している。一方、西側からの河川である阿拉溝は吐魯番盆地のなかでは高い同位体比を示す。同位体比の変動は塩濃度の増加とともに広がりを見せ、盆地最低地点の艾丁湖あるいは艾丁湖西側で高い値を示す。しかも、ストロンチウムの濃度の増加に伴い、同位体比も増加する傾向が見られる。

吐魯番盆地に流入する最大河川である白楊河の溶存イオンの相関は、CaのみならずMgと一部のNaも炭酸塩として供給されていることを示し、ストロンチウムも炭酸塩と相関する。カルサイト、ドロマイトなどの炭酸塩鉱物の堆積層がストロンチウムの供給源になっていると思われる。集水域である博格達山一帯には石炭紀、二疊紀に形成された浅海性の碎屑岩が分布し、炭酸塩岩を夾有している(毛, 1986: 33-37)。石炭紀、二疊紀の海洋性炭酸塩のストロンチウム同位体組成(FAURE, 1986: 188)は、吐魯番盆地の低いストロンチウム同位体組成(0.7069-0.7090)と一致し、ストロンチウムがこれらの炭酸塩から供給されたと考えたと低い同位体組成の説明がつく。

火焰山山系の谷間を流れる勝金溝になると主要溶存イオンはNa-SO₄となり、SrはCa-SO₄と相関を示すことから、火焰山山系の堆積岩中の石膏層から供給されるSrが同位体組成を高めにしていると推定される。天山山脈中には塩類鉱床が多く存在し、これらが火焰山山系を形成している堆積岩中に多量に取り込まれているとともに、さらに火焰山山系の洪積扇状地、沖洪積平原にも分布している。このような蒸発残留塩類鉱物から供給されるストロンチウムと、天山水系の主に炭酸塩鉱物から供給される低い同位体比を持つストロンチウムとが混合することにより、盆地最低点の艾丁湖へ向けて徐々に同位体比が変化していくものと考えられる。

西側から盆地に流入する阿拉溝、および白楊河下流が高い同位体組成を示すのは、集水域の岩石風化による寄与が加わるためと思われる。

6. ま と め

中国、新疆砂漠域の陸水試料について、主要な溶存イオンの挙動を調べた。得られた結果をまとめると以下のようになる。

1) 化学型

1. 河川水中の主要な溶存イオンはNa, Ca, Mg, K, HCO₃, SO₄, Clであり、一般に溶存イオン濃度の低い上流域の河川水はCa-HCO₃型に属し、下流域へいくに従って溶存イオン濃度を増し、Na-SO₄型、Na-Cl型へと移行する。Na-HCO₃型を示す河川水はまれであるが、塔里木盆地南部のチェルチェン河、安迪尔河、ユーロンカシ河がこの型に属する。

2. 地下水について見ると吐魯番盆地カレーズおよび火焰山水系の湧水は溶存イオン濃度が低く(EC 0.217-0.338mS/cm) Na-HCO₃型を示すのに対し、井戸水は塔里木盆地、吐魯番盆地ともに溶存イオン濃度も高く(0.829-4.18mS/cm) Na-SO₄型からNa-Cl型を示す。カレーズの水が横井戸のため、周辺土壌からの集積塩類の影響をあまり受けていないのに対し、井戸水を供給する帯水層は充分溶脱が行われていないため、地下水中の塩分が増加すると思われる。ジュンガル盆地の天山山脈北麓の自噴井はイオン濃度も低く(EC 0.209mS/cm) 河川水と同様のCa-HCO₃を示す。

3. 土壌地下水は若羌北の台特馬湖のNa-Mg-Cl-SO₄、吐魯番盆地艾丁湖北のNa-SO₄-Cl、ジュンガル盆地艾比湖近傍のNa-Cl-SO₄などその地域の集積塩の影響を強く反映する。

4. 湖沼水もまた、地域による変動が激しい。パミール高原の喀拉庫里湖および烏魯木齊-吐魯番間の達坂城塩湖(大)はイオン濃度も低くCa-HCO₃型を示すが、塔里木盆地北東部の博斯騰湖はNa-SO₄、ジュンガル盆地賽里木湖はMg-SO₄。塩濃度の高い塩湖はすべてNa-Cl型を示す。これらの塩湖においては、湖水の蒸発濃縮によりCaCO₃から更にCaSO₄が沈殿し、カルシウム濃度が減少する。

2) 溶存イオンの相関

1. 溶存イオン濃度の低い水試料では、(Na+K)はClと1:1に対応せず、(Na+K)が過剰に存在する。塔里木盆地北部の阿克蘇河のようにイオン濃度の低いところでも(Na+K)とClの相関が見られる例もあるが、一般にはイオン濃度の低い河川中の(Na+K)は岩塩から供給されるものではないことを示している。

2. 新疆ウィグル自治区におけるほとんどの河川水は(Ca+Mg)がSO₄に対して過剰に存在し、(Ca+Mg)が硫酸塩だけから供給されるものではないことを示している。特にSO₄濃度の低い河川水においてはこの傾向が顕著である。吐魯番盆地の下流域で見られるSO₄の過剰はNa₂SO₄によるものである。

3. (Ca+Mg)はまた、HCO₃とも1:1に対応するも

のではない。吐魯番盆地の白楊河上流域においてはよい対応を示し、これらのイオンの主要な供給源が炭酸塩鉱物であることが推定されるが、多くの場合、(Ca+Mg)は炭酸塩鉱物、硫酸塩鉱物、ケイ酸塩鉱物から供給されたものの混合であると推定される。

4. イオン濃度が高くなると、河川水中の HCO_3^- 以外の溶存イオンは相関を示しながら増加するが、 HCO_3^- 濃度は一定あるいは減少の傾向を示す。 HCO_3^- 以外の溶存イオンは河川流域の塩類堆積層から供給されるものであろう。

3) ストロンチウムと主要溶存イオンとの相関

1. ストロンチウムと主要溶存イオンとの相関を見ると、溶存イオン濃度の高い地域では HCO_3^- 以外のほとんどすべてのイオンと相関を示し、なかでも SO_4^{2-} との相関がよいことから、主に硫酸塩の塩類堆積層から供給されると思われる。

2. 河川上流域では、ストロンチウムの相関は地域によってかなり異なる。パミール高原ではCa以外のすべてのイオンと緩やかな相関を示し、なかでもMg、Na、 SO_4^{2-} との相関がよいことから、河川流域に堆積している硫酸マグネシウム、硫酸ナトリウム等の塩類鉱物から供給されると思われる。阿克蘇河、および伊犁河では SO_4^{2-} と比較的よい相関を示し、両河川とも塩類堆積層から供給されていると思われるが、阿克蘇河の場合は HCO_3^- との相関も見られ、炭酸塩からの供給も加わっていることを示唆している。吐魯番盆地白楊河では HCO_3^- と最もよい相関を示し、Ca、Mg、Naとも相関することから主な供給源が炭酸塩鉱物であることが推定される。これらのストロンチウムを供給する岩石、塩類鉱物により、ストロンチウムの同位体比に差がでてくる。

4) ストロンチウム同位体組成

1. 新疆ウイグル自治区の砂漠域における陸水中に溶存するストロンチウムの同位体組成 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ は明らかな地域差を示す。すなわち、吐魯番盆地が最も低く(0.7069–0.7097)、ジュンガル盆地西南部(0.7083–0.7104)、塔里木盆地北部および東部(0.7102–0.7113)、塔里木盆地南部(0.7104–0.7137)の順に高い値を示す。

2. 塔里木河盆地南部、西部、およびパミール高原の同位体比の変動を見ると、最も高い同位体比を示すユーロンカシ河を除くと、同位体組成は比較的均一な値(0.7108–0.7115)を示す。ストロンチウムが SO_4^{2-} とよい相関を示すことから、ストロンチウムは主に崑崙山脈中に存在する硫酸塩鉱物の堆積層から供給されると推定される。ユーロンカシ河に見られるような高同位体比のス

トロンチウムは崑崙山脈高山帯の花崗岩、変成岩からの寄与によるものであろう。

3. 塔里木盆地北部、東部の場合、渭干河水系以外は均一な同位体組成(0.7102–0.7106)を示し、ストロンチウムの起源が堆積岩であることを示している。阿克蘇河のストロンチウムとCa、 SO_4^{2-} の相関から、天山山脈中の石膏層からの供給が示唆される。

4. ジュンガル盆地においてはストロンチウムはNa、 SO_4^{2-} と相関を示し、やはり天山山脈中の Na_2SO_4 塩類堆積層に起因することが推定される。

5. 吐魯番盆地の場合は、北部の天山山脈側から、最も海拔高度の低い艾丁湖に向けて、同位体比が増加する傾向が見られる。河川上流域ではストロンチウムは HCO_3^- 、Mg、Ca とよい相関を示し、ストロンチウムがマグネサイト、ドロマイトのような炭酸塩鉱物から供給されていることを示している。

6. 吐魯番盆地下流域ではストロンチウムはCa、Mg、 SO_4^{2-} と相関を示し、火焰山系の石膏層の影響を強く受けて、上流域の炭酸塩起源のストロンチウムより同位体組成が高くなるものと思われる。

謝 辞

本研究は科学技術振興調整費「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」の一環として行なわれたものである。現地調査に協力していただいた、中国科学院新疆生物土壤沙漠研究所の所員各位に感謝致します。特に、新疆生物土壤沙漠研究所の季媛氏、田長彦氏、季方氏、および塩気通信大学、劉毅強氏は現地調査に参加し、試料の採取を手伝っていただきました。記して感謝いたします。

引用文献

- 川嶋宗継(1992): チベット高原の河川、湖沼。日本化学会編: 『陸水の化学』学会出版センター: 153–163.
- 岡田昭彦・矢吹貞代(1991): 砂漠の塩類析出・集積機構の解明。科学技術庁研究開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」平成2年度成果報告書: 114–130.
- 岡田昭彦・矢吹貞代・劉毅強(1992): 砂漠の塩類析出・集積機構の解明。科学技術庁研究開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」平成3年度成果報告書: 156–192.
- 岡田昭彦・矢吹貞代・劉毅強(1994a): 砂漠の塩類析出・集積機構の解明。科学技術庁研究開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」平成4年度成果報告書: 130–154.
- 岡田昭彦・矢吹貞代・上田晃(1994b): 砂漠の塩類析出・集積機構の解明。科学技術庁研究開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」平成5年度成果報告書: 123–141.
- 岡田昭彦・矢吹貞代・上田晃(1995): 砂漠の塩類析出・集積機構の解明。科学技術庁研究開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」終了課題の成果報告書: 印刷中.
- 高橋和也・牛木久雄・張勁・増田彰正(1992): 砂漠における水文状態の解明、同位体に基づく水の起源。科学技術庁研究

- 開発局「砂漠化機構の解明に関する国際共同研究」平成3年度成果報告書: 279-303.
- 高村弘毅・河野 忠・小玉 浩 (1994): 乾燥地域における陸水の化学的特徴—タクラマカン沙漠周辺の陸水の2, 3の試考—. 「立正大学文学部論叢」100: 279-296.
- 山本荘毅 (1983): 『新版地下水調査法』古今書院.
- 樊 自立・王 喜鵬・廖 宝玲 (1990): 塔里木河水質塩化及其控制途徑. 梁 匡一・劉 培君主編: 『塔里木河西岸資源與環境遙感研究』科学技術文献出版社: 105-119.
- 胡 曉春 (1994): 『青海湖近代環境の演化和予測』中国科学院蘭州分院, 中国科学院西部資源環境研究中心著, 科学出版社.
- 毛 德華 (1986): 『天山山体演化』中国科学院地理研究所著, 科学出版社.
- 唐 天福ほか (1989): 『新疆塔里木盆地西部白堊紀至早第三紀相地層及含油性』科学出版社.
- 文 振旺 (1965): 『新疆土壤地理』中国科学院新疆綜合考察隊・中国科学院土壤研究所編, 科学出版社.
- 夏 訓誠主編 (1978): 『羅布泊科学考察与研究』科学出版社.
- 夏 訓誠・胡 文康編 (1978): 『吐魯番盆地』新疆人民出版社.
- 夏 訓誠・宋 郁東主編 (1993): 『干旱地区坎儿井灌溉國際學術討論会会論集編』新疆人民出版社.
- 楊 利普 (1987): 『新疆维吾尔自治区地理』新疆人民出版社.
- 張 彭熹 (1987): 『柴達木盆地塩湖』科学出版社.
- 鄭 喜玉 (1992): 『内蒙古塩湖』科学出版社.
- 鄭 喜玉ほか (1988): 『西藏塩湖』中国科学院青藏高原綜合科学考察隊, 中国科学院塩湖研究所, 科学出版社.
- EUGSTER, H. P. and HARDIE, L. A. (1978): Saline lakes. In LERMAN, A. ed., *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, 237-293.
- FAN, Z., CHANG, Q., OKADA, A. and YABUKI, S. (1995): Water salinization of Tarim River. *Abstract on Japan-China Symposium on the Desertification Mechanisms*, 5-1.
- FAURE, G. (1986): *Principle of Isotope Geology*. John Wiley & Sons.
- HARDIE, L. A. and EUGSTER, H. P. (1970): The evolution of closed-basin brines. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 3: 273-290.
- LIU, C-Q., MASUDA, A., OKADA, A., YABUKI, S. and FAN, Z-L. (1994): Isotope geochemistry of Quaternary deposits from the arid lands in northern China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 127: 25-38.
- OKADA, A., YABUKI, S., CHANG, Q., LIU, C-Q., FAN, Z-L., CHANG, Q. and JI, Y. (1993): Salt mineralization in saline lands around the desert areas in Xinjiang, China. *Proceedings of the Japan-China International Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification*: 241-250.
- PIPER, A. M. (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 25: 91.
- SHCHERBINA, V. N. (1949): Genesis of mirabilite in salt deposits of northern Kirgisia. *Dokl. Akad. Nauk, SSSR*, 67: 357-359.
- YABUKI, S., OKADA, A., TAKAHASHI, T., LIU, C-Q., ZHANG, J., FAN, Z-L. and CHANG, Q. (1993): The composition of strontium isotopes in water, soil and salt samples from the desert area of Xinjiang, China. *Proceedings of the Japan-China International Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification*: 227-235.
- ZHANG, J., TAKAHASHI, K., WUSHIKI, H., YABUKI, S., XIONG, J-M. and MASUDA, A. (1995): Water geochemistry of the rivers around the Taklimakan Desert (NW China): Crustal weathering and evaporation processes in arid land. *Chemical Geology*, 119: 225-237.

The Behavior of Ions from Soluble Salts in Inland Waters around the Desert Area, Xinjiang, China, from the Viewpoint of Isotope Geochemistry

Sadayo YABUKI*, Akihiko OKADA*, Akira UEDA**, Zi-Li FAN*** and Qing CHANG***

For finding the possible origin of salts around the desert area, we investigated the distribution of different ions in inland waters from the desert area, Xinjiang, China. Strontium isotopes are useful geochemical tracers for understanding the process of salt accumulation.

1. Chemical types of river water

River waters in Xinjiang show Ca-HCO_3 type at upper reaches and change into Na-SO_4 and Na-Cl types with increasing salt concentration. Only waters of a few rivers belong to Na-HCO_3 type, *e. g.*, Cherchen, Andier, Yurankashi River in South Tarim Basin. Karez waters in Turpan Basin belong to Na-HCO_3 type, while well waters to Na-SO_4 type. Well waters or shallow groundwaters, as well as lake waters show various chemical types which reflect the soil

salt characteristics of the respective areas.

2. Correlation between different ions

Most of river waters in Xinjiang, concentration ratios of $(\text{Na} + \text{K})/\text{Cl}$ and $(\text{Ca} + \text{Mg})/\text{SO}_4$ are more than unity. This trend is conspicuous for the waters from the upper reaches of rivers. This means that sodium, potassium, calcium and magnesium are derived not only from evaporites but also from carbonate or silicate rocks.

At the upper reaches in Turpan Basin, $(\text{Ca} + \text{Mg})/\text{HCO}_3$ ratio is nearly equal to unity, which suggests main sources of these ions are carbonate rocks. In Turpan Basin, some waters from the lower reaches contain less $(\text{Ca} + \text{Mg})$ than SO_4 , because the main sulfate accumulating in this drainage is Na_2SO_4 .

3. Correlation between strontium and other ions

At the lower reaches of rivers, usually strontium concentrations increase with the increase of total ion concentrations and shows good correlation with SO_4 ions. This fact suggests that strontium mainly came from salt minerals accumulated in the surrounding area. While the correlation between strontium and SO_4 ions at the upper reaches is diverse.

In Pamir Plateau, Sr shows weak correlation with Mg, Na and SO_4 . The occurrence of magnesium sulfate and sodium sulfate deposits along the river drainage corresponds to this trend. In the case of Akusu-River, northern part of Tarim Basin and Iri-River, Zhungger Basin, strontium varies with SO_4 , suggesting that strontium is of evaporite origin.

In Turpan Basin, strontium at the upper reaches correlates with HCO_3 as well as Ca, Mg and Na. Carbonate rocks in Bogda Mountain area are the main source of these ions.

4. Variation of strontium isotopic composition

Strontium isotopic compositions have conspicuous regional variation. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of waters from Turpan Basin have the lowest value (0.7069–0.7097), while increasingly higher values are found in the Zhungger Basin (0.7083–0.7104), northern and eastern parts of the Tarim Basin (0.7102–0.7113) and western and southern part of Tarim Basin (0.7104–0.7137). Each region has relatively constant strontium isotopic composition. Such regional uniformity suggests that strontium is derived from evaporite minerals in sedimentary rocks in the mountain area and from salt deposits in the lower drainage.

Strontium from the northern part of Tarim Basin has nearly constant isotopic composition (0.7102–0.7107) except waters from Weigan River, which show relatively high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7112–0.7120). In this region, strontium varies with Ca-SO_4 , so it came probably from the sedimentary gypsum deposits in Tianshan Mountains.

In southern Tarim Basin, the variation of strontium isotopic composition is rather higher than that of other region (0.7104–0.7126). Especially, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Yurankashi River are high, 0.7130–0.7137. Strontium shows good correlation with SO_4 , so that sulfate evaporites are its dominant source of it. The high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios could be due to the local sources, some igneous or metamorphic rocks in high mountain ranges of Kunlun

* The Institute of Physical and Chemical Research (RIKEN). 2-1 Hirosawa, Wako, Saitama, 351-01 Japan.

** Mitsubishi Materials Corp. 1-297 Kitabukuro, Ohmiya, Saitama, 330 Japan.

*** Xinjiang Institute of Biology, Pedology and Desert Research, Chinese Academy of Sciences. 40 South Beijing Road, Urumqi, Xinjiang, 830011 P. R. China.

Mountains.

In Turpan Basin, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios become higher from mountain ranges toward Aiding Lake, located in the region of the lowest altitude. The isotopic composition of strontium of the samples from mountain area are strongly affected by the chemical and mineralogical compositions of the rocks forming the Bogda Mountain, which include some carbonate minerals with low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, while at the low altitude area, strontium is derived from gypsum which is commonly distributed in Huoenshan Mountains and desert area.

Key Words : Water geochemistry, Dissolved solids, Strontium isotopes, Arid land

タクリマカン沙漠のフローラと植生の概観

フダベルディ ミジチ
胡達拜地 米吉堤*

1. フローラの特徴

タクリマカン沙漠のフローラは貧弱である。現在までに明らかにされている種子植物は、25科、80属、121種(表1)で、種数は新疆全域に出現する総種数3,364の僅か3.6%に過ぎない。こうしたタクリマカン沙漠の中であって、フローラが比較的豊かなところは沙漠の周縁部である。*Tamarix taklamakanensis*のように、移動する砂丘に生育できる植物も見られる。

タクリマカン沙漠の東西を比較すると、水文条件に比較的恵まれた西部で種の多様性が高い。例えば、*Populus euphratica* (図1)、*Salix wilhelmsiana*、*Capparis spinosa*、*Hippophae rhamnoides*、*Myricaria pulcherrima*などは西部にのみ分布し、東部では見られない。

Haloxylon ammodendron (図2)は、沙漠の北縁に沿って小群落をなして分布し、アチュングの山麓の砂質地でも見られる。*Capparis spinosa*は、マラルベシ南部の砂丘間凹地で見られるのみである。沙漠の南縁だけで見られる植物種には、*Aristida grandiglumis*、*Erianthus ravennae*、*Bassia hyssopifolia*などがある。

フローラが貧弱な割には、立地の差異に対応した植物の生活形は多様で、10種類を数える。その中でも、次の生活形が卓越している。

- (1) 中湿生多年生草本
- (2) 中湿生～乾生地下水依存大型顕花植物
- (3) 中湿生多年生主根草本
- (4) 塩生植物

超耐乾性植物や中乾生多年生草本、裸子植物は少ない。中湿生～乾生地下水依存型の代表的な木本種は、*Populus euphratica* (= *P. deversifolia* 異葉胡楊) (図1)と *P. pruinosa* (灰楊)とであり、タクリマカン沙漠に流入する河川に沿って広く分布している。木本の生活形をとる種は26種あり、タクリマカンの沙漠植生に際立った彩りを与えている。

沙漠の植生は、水分条件に基づく立地の特徴からみると、超乾生、中湿生、水生の3つの生態的タイプに分けることができる。このうち最も卓越するのが中湿生植物

で、全出現種数の70%以上を占め、沙漠の縁辺部と沙漠に流入する主要河川の沿岸に分布する群落の主要な構成要素をなしている。

2. 主な植生タイプとその分布

1) 河畔林植生

Populus euphratica と *P. pruinosa* が主な構成種である。平均樹高10～15m(最大20m強)、樹齢100～300年の樹木からなる林が、ヤルカント川、ホータン川、チャルチャン川、アンディエル川、ニヤ川などに沿って分布する。河畔林として沙漠の中に分布する森林植生は、立地の地形、水分および塩分含有量の特徴から2つのサブタイプに分けられる。

(1) *Populus euphratica* が優占する群落(図1)

Populus euphratica は、地下水位が高く、かつ定期的に洪水を受ける氾濫原の砂質土壌の地域に幼令の純林をつくって分布している。

タリム川の上～中流域には、塩生植物の下生えを伴う *Populus euphratica* - *Glycyrrhiza inflata* - *Apocynum venetum* の林が見られる。*Populus euphratica* の生育は、近年、衰退の傾向にある。

タリム川、ホータン川、ケリヤ川の第1段丘のうち、地下水位が約5mの深さにあり、地表面に塩類が集積しているところには、*Populus euphratica* - *Tamarix* spp. の林が生育している。また、タリム川の中流部とホータン川、ケリヤ川の下流部では、地下水位3～4m、季節的に冠水する微弱に塩性化した立地に、*Populus euphratica* - *Phragmites communis* の群落が見られる。

タリム盆地の縁辺と氾濫原のうち、旧河床などの地下水位が3m程度の浅いところにある土地には、*Populus euphratica* - *Halostachys caspica* の疎林が生育している。ここでは木本だけでなく、草本までもが枯死しつつある。

ヤルケント川とタリム川下流の氾濫原のうち、塩類が集積した土地には、*Populus euphratica* - *Apocynum venetum* - *Halimodendron halodendron* の林が分布している。ここでも *Populus euphratica* の枯死がすすみ、その幼樹に代わって塩性の立地を好む灌木や草本が侵入

表 1. タクリマカン沙漠のフローラ.

GYMNOSPERMAE (裸子植物門)

1. Ephedraceae (マオウ科)
1. *Ephedra przewalskii* Stapf.
2. *Ephedra przewalskii* var. *kaschgarica* C. Y. Cheng.

ANGIOSPERMAE (被子植物門)

Dicotyledoneae (双子葉植物綱)

1. Salicaceae (ヤナギ科)
1. *Populus euphratica* Oliv.
2. *Populus pruinosa* Sehrenk.
3. *Salix wilhelmiana* M. Bieb.
2. Polygonaceae (タデ科)
1. *Atraphaxis compacta* Ledeb.
2. *Atraphaxis frutescens* (L.) Ewersm.
3. *Calligonum chinense* A. Los.
4. *Calligonum junceum* (F. et M.) Litw
5. *Calligonum mongolicum* Tuez
6. *Calligonum roborowskii* A. Los.
7. *Calligonum ruoqiense* Liou.
8. *Polygonum aviculare* L.
3. Chenopodiaceae (アカザ科)
1. *Atriplex micrantha* C. A. M.
2. *Atriplex sibirica* L.
3. *Bassia hyssopifolia* (Pall.) O. Kuntze
4. *Bassia sedoides* (Pall.) Aschers.
5. *Ceratoides latens* (J. F. Gmel.) Reveal.
6. *Chenopodium foetidum* Schrad.
7. *Chomphorosma monspeliaca* L.
8. *Corispermum heptapolicum* Bge.
9. *Haloecnemum strobilaceum* (Pall.) Bieb.
10. *Halogeton glomeratus* C. A. M.
11. *Halostachys caspica* (M. B.) C. A. Mey.
12. *Haloxylon ammodendron* (C. A. Mey.) Bge.
13. *Iljinia regelii* (Bge.) korov.
14. *Kalidium cuspidatum* (Ung.-Sternb.) Grub.
15. *Kalidium foliatum* (Pall.) Moq.
16. *Kirilowia eriantha* Bge.
17. *Kochia odontoptera* sehrenk.
18. *Salicornia europaea* L.
19. *Salsola aperta* Pauls.
20. *Salsola arbuscula* Pall.
21. *Salsola micranthera* Botseh.
22. *Suaeda arcuata* Bge.
23. *Suaeda linifolia* Pall.
24. *Suaeda stellatiflora* G. L. Chu
4. Ranunculaceae (キンボウゲ科)
1. *Clematis orientalis* L.
5. Capparidaceae (フウチョウソウ科)
1. *Capparis spinosa* L.
6. Rosaceae (バラ科)
1. *Potentilla bifurca* L.
7. Leguminosae (マメ科)
1. *Alhagi sparsifolia* (B. Keller. et shap) Shap.
2. *Astragalus contortuplicatus* L.
3. *Astragalus filicaulis* Fisch et Mey.
4. *Glycyrrhiza inflata* Bat.
5. *Glycyrrhiza uralensis* Fisch.
6. *Guelldenstaedtia stenophylla* Bge.
7. *Halimodendron halodenadron* (Pall.) Voss.
8. *Oxytropis glabra* (Lam.) DC.
9. *Oxytropis puberula* Boriss.
10. *Sophora alopecuroides* L.
11. *Sphaerophysa salsula* (Pall.) DC.
12. *Vicia cracca* L.
8. Zygophyllaceae (ハマビシ科)
1. *Nitraria roborowskii* Kom.
2. *Nitraria sibirica* L.
3. *Nitraria sphaerocarpa* Maxim.
4. *Peganum harmala* L.
5. *Tribulus terrestris* L.
6. *Zygophyllum fabago* L.
7. *Zygophyllum kaschgaricum* Boriss.
9. Euphorbiaceae (トウダイグサ科)
1. *Euphorbia humifusa* Willd.
2. *Euphorbia indorionis* Loss.
10. Tamaricaceae (ギョリュウ科)

1. *Myricaria alopecuroides* Schrenk.
2. *Myricaria pulcherrima* Batalin
3. *Myricaria squamata* Desv.
4. *Reaumuria kaschgarica* Rupr.
5. *Tamarix androssovii* Litv.
6. *Tamarix elongata* Ldb.
7. *Tamarix gracilis* Willd.
8. *Tamarix hispida* Willd.
9. *Tamarix hohenackeri* Bge.
10. *Tamarix korolkovii* Rgl.
11. *Tamarix laza* Willd.
12. *Tamarix leptostachys* Bge.
13. *Tamarix ramosissima* Ldb.
14. *Tamarix sachuensis* P. Y. Chang et M. T. Liu.
15. *Tamarix taklamakanensis* M. T. Liu.
16. *Tamarix tarmensis* P. Y. Chang et M. T. Liu.
11. Elaeagnaceae (グミ科)
1. *Elaeagnus oxycarpa* Schleht.
2. *Hippophae rhamnoides* L.
12. Lythraceae (ミソハギ科)
1. *Lythrum intermedium* Ledeb.
2. *Lythrum virgatum* L.
13. Cynomoriaceae (キノモリア科)
1. *Cynomorium songaricum* Rupr.
14. Apocynaceae (キョウチクトウ科)
1. *Apocynum venetum* L.
2. *Poacynum hendersonii* (Hook. f.) Woodson.
15. Asclepiadaceae (ガガイモ科)
1. *Cynanchum sibiricum* Willd.
16. Convolvulaceae (ヒルガオ科)
1. *Convolvulus arvensis* L.
2. *Convolvulus fruticosus* Pall.
3. *Cuscuta europaea* Lam.
17. Solanaceae (ナス科)
1. *Lycium ruthenicum* Murr.
18. Orobanchaceae (ハマウツボ科)
1. *Cistanche salsa* (C. A. Mey) G. Beck.
2. *Orobancha aegyptiaca* Pers.
19. Plantaginaceae (オオバコ科)
1. *Plantago depressa* Willd.
20. Compositae (キク科)
1. *Acroptilon repens* (L.) DC.
2. *Artemisia arenaria* DC.
3. *Cirsium setosum* (Willd.) M. B.
4. *Inula salsoloides* (Turcz.) ostenf.
5. *Karelinia caspica* (Pall.) Less.
6. *Scorzonera divaricata* Turez.
7. *Taraxacum mongolicum* Hand-Mazz.
- Monocotyledoneae (単子葉植物綱)
21. Gramineae (イネ科)
1. *Achnatherum splendens* (Trin.) Nevski.
2. *Aeluropus pungens* (Bieb.) C. koch.
3. *Arstida grandiglumis* Roshev.
4. *Arstida heymanii* Rgl.
5. *Arstida pennata* Rgl.
6. *Calamagrostis epigeios* (L.) Roth
7. *Calamagrostis macrolepis* Litv.
8. *Cryptis aculeata* (L.) Aie.
9. *Digitaria sanguinalis* (L.) Scop.
10. *Elytrigia repens* (L.) Desv. et Nevskii
11. *Eragrostis collina* Trin.
12. *Erianthus ravennae* (L.) Beauv.
13. *Leymus multicaulis* (Kar. et Kir.) Tzvel.
14. *Leymus secalinus* (Georgi) Tzvel.
15. *Pennisetum flaccidum* Girseb.
16. *Phragmites communis* (Cav) Trin.
17. *Poa annua* L.
18. *Polypogon monspeliensis* (L.) Desf.
19. *Setaria viridis* (L.) Beauv.
22. Cyperaceae (カヤツリグサ科)
1. *Carex orbicularis* Boote.
23. Liliaceae (ユリ科)
1. *Asparagus angulofractus* Iljin.
24. Iridaceae (アヤメ科)
1. *Iris loczyi* Konitz

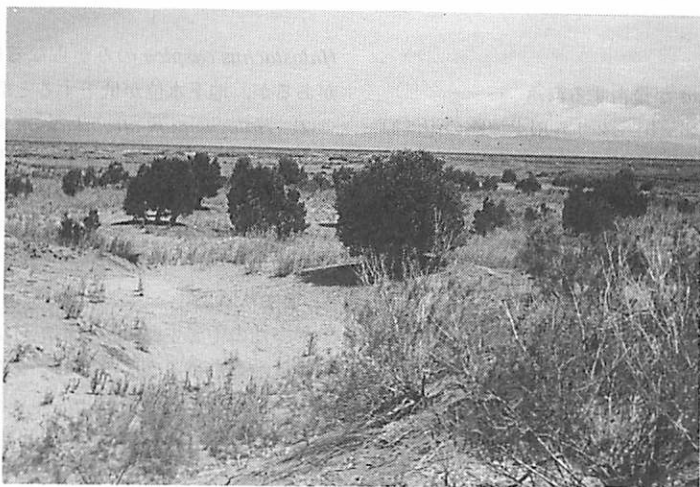


図 1. タクリマカン沙漠内の旧河床に生育する *Populus euphratica* の疎林.

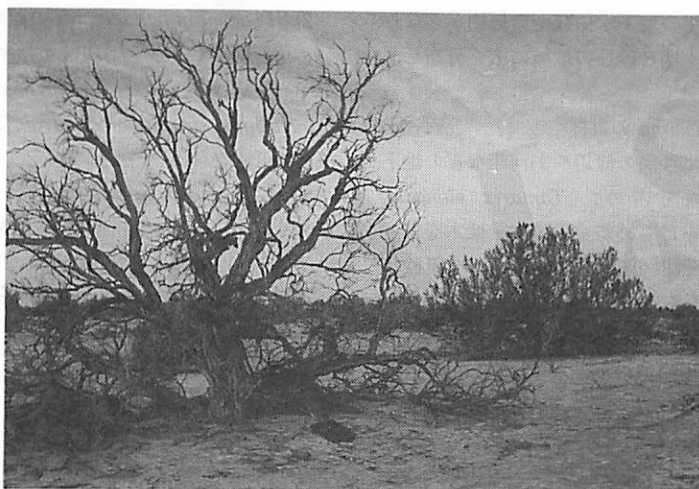


図 2. タクリマカン沙漠北西縁に見る *Haloxylon ammodendron*.



図 3. ケリヤ川河畔の *Poacynum hendersonii* の草原. 手前は *Phragmites communis* の群落.

しつつある。

(2) *Populus pruinosa* が優占する群落

ホータン川、ヤルケント川、タリム川上流部の氾濫原の砂質のやや塩性化した土壌の地域には、*Populus pruinosa* - *Phragmites communis* - *Tamarix* spp. の林が、多くの下生えを伴って生育している。

タリム川上流部の氾濫原には、*Populus pruinosa* と *Tamarix* 類の幼令樹が多く見られる。タリム川中流部の中位段丘は、*Populus pruinosa* - *Tamarix* spp. - *Populus euphratica* の群落で覆われ、同川下流部の段丘のうち地下水位が1~2 mの浅所にある土地は、*Populus pruinosa* - *Hippophae rhamnoides* の群落で占められている。

2) 塩生灌木叢林

耐塩性の乾生~中湿生の地下水依存型の植物からなり、氾濫原やソロンチャク土壌と砂丘の地域に広く分布し、次のサブタイプがある。

(1) *Tamarix ramosissima* の叢林

氾濫原や扇状地、特に沙漠の縁辺や旧河床などの地下水位が2~4 mの立地を占め、*Tamarix elongata*, *Tamarix leptostachys* をはじめ多くの灌木・低木を伴っている。*Tamarix* 類は側根を広げて生育し、被覆砂丘“*Tamarix cone*”をつくる。

(2) *Halimodendron halodendron* の叢林

タリム川とホータン川沿いの地下水位2~4 mのところに断続的に見られる。*Halimodendron halodendron* の耐塩性は *Tamarix* 類よりは劣る。

(3) *Lycium ruthenicum* の叢林

アクス川の三角性扇状地、タリム川とカシュガル川の間、塩性化の顕著な地下水位3~4 mの土地に、*Tamarix elongata* や *Phragmites communis* などと伴って生育している。

(4) *Tamarix hispida* の叢林

Tamarix hispida は樹高約1 mの小低木で、ケリヤ川とホータン川の下流部、タリム川の南岸の地下水位3 m前後の立地を占め、耐塩性が強いので、著しく塩性化したところにも生育している。

3) 塩生沙漠叢林

中湿生~乾生の強耐塩性の小低木からなり、地下水位1~4 mの塩類土壌が分布する河岸や湖岸、扇状地末端の凹地などに分布している。

(1) *Halostachys caspica* の沙漠

河岸の塩類土壌の部分を含め、*Tamarix hispida*, *T. ramosissima*, *Phragmites communis* などと伴う。

Halostachys caspica のみからなる純群落をつくることがあるが、地下水位が低下すると群落は疎らになる。

(2) *Halocnemum strobilaceum* の沙漠

タリム川下流部とロップノール周辺の強塩性土壌の地域に見られ、*Tamarix ramosissima* や *Halostachys caspia*, *Phragmites communis* などと伴っている。

4) 塩生草原

耐塩性の中湿生多年生植物からなり、三角州や湖岸、塩性低地を占める。次の2のサブタイプがある。

(1) *Phragmites communis* の草原 (図3)

地下水位1~4 mの三角州や凹地、旧河床、湖岸を含め、*Halimodendron halodendron* などの低木と、*Poacynum hendersonii* などの草本を伴う。氾濫原や湖岸には純群落を見ることがある。

(2) *Poacynum hendersonii* の草原 (図3)

タリム川、ヤルケント川、ケリヤ川の沿岸の地下水位2~3 mの立地を含め、*Glycyrrhiza inflata* などの草本と、*Halimodendron halodendron*, *Tamarix leptostachys* などの低木を伴う。

(3) *Glycyrrhiza inflata* の草原

タリム川、ケリヤ川沿岸と氾濫原の地下水位1~3 mの立地を含め、*Phragmites communis*, *Sophora alopecuroides*, *Poacynum hendersonii* など他の多くの植物がまじる。

参 考 文 献

- 中国科学院綜合考察隊 (1987): 新疆植被及其利用。科学出版社。
 中国植被編委会 (1983): 中国植被。科学出版社。
 刘名庭 (1985): 和田河中下游植被考察報告。干旱区研究, 第四期。
 秦 仁昌 (1959): 关于胡杨林与灰杨林的一些問題。新疆维吾尔自治区自然条件 (论文集)。科学出版社: 32-39。
 黄 培右 (1966): 塔里木盆地胡杨分布区的消退和林地更新复壮的初步研究。植物生态学与地植物学学报, 第10卷, 第一期: 303-308。
 戴 牢 (1992): 塔里木河流域胡杨林与荒漠生态环境。新疆环境保护, 第14卷, 第一期: 8-10。
 張 立运・夏 阳 (1994): 塔克拉玛干沙漠的生物多样性及其保护。新疆环境保护, 第16卷, 第二期: 7-12。

The Flora and Vegetation of the Taklimakan Desert: A summary

Mijit HUDABERDI*

This paper summarizes the flora and vegetation of the Taklimakan Desert, based on published materials. There are 25 families, 80 genera and 121 species, which mainly occur in the marginal parts of and along the rivers protruding into the desert. Among varied life-forms, groundwater dependent mesic plants are dominant and include such trees as *Populus euphratica* and *P. pruinosa*. Salt-tolerant mesic to xeric plants occur on the salty soils in the lower parts of piedmont alluvial fans, floodplains, particularly over abandoned river channels, and around lakes. *Tamarix* spp., *Halimodendron halodendron*, *Lycium ruthenicum*, *Halostachys caspia*, and *Halocnenum strobilaceum* are the main woody species composing shrubland and/or woodland. Among *Tamarix* spp., which stabilize sand dunes to form "Tamarix-cones", *T. taklamakanensis* grows over shifting sands. Salt meadows are dominated by *Phragmites communis* and other salt-resistant mesic perennial grass species.

Key Words : Teklimakan Desert, China, Flora, Type of vegetation

* Department of Geography, Xinjiang University, China.

(Received November 10, 1995; Accepted February 2, 1996)

日本沙漠学会誌「沙漠研究」投稿規定

(1995年5月12日改訂, 10月23日一部追加)

1. 日本沙漠学会誌「沙漠研究」は、沙漠ならびに乾燥・半乾燥地に関する広範な分野の研究成果を掲載し、内外の研究交流を図ることを目的とする。
2. 投稿の資格 投稿原稿の著者（連名の場合は1名以上）は日本沙漠学会の正会員でなければならない。ただし編集委員会が認めた場合はその限りではない。
3. 原稿の種類と長さ 原稿の種類と標準となる長さ（図表を含めた刷り上がりページ数）は次のとおりとする。なお標準を上回る長さの原稿の掲載が認められた場合、超過ページ分の経費は著者の負担とする。邦文原稿を原則とするが、原著論文・論説、短報については英文原稿も認める。
 - (1) 原著論文・論説 (Original Article) : 著者のオリジナルな研究の成果で、他の著書、学術雑誌に未発表のもの。10ページ以内。
 - (2) 短報 (Research Note) : 速報的・中間報告的、あるいは補足的ではあるが、オリジナルな研究の成果で他誌に未発表なもの。4ページ以内。
 - (3) 総説・展望 : 特定の問題について、従来の研究結果・資料に基づき総合的に論じ、あるいは将来への展望を述べたもの。10ページ以内。
 - (4) 資料 : 研究あるいは実用面で価値が高い事項について関連する資料をまとめたもの。4ページ以内。
 - (5) 講座・解説 : すでに学問体系が確立された事項について客観的に取りまとめ、専門外の会員にも理解できるよう平易に記述したもの。10ページ以内。
4. 原稿の書き方 別に定める執筆要領および *Instructions to Contributors* による。
5. 原稿の採否 原稿は編集委員会で審査し、採否を決定する。編集委員会は査読結果より原稿の一部変更を求めることがある。
6. 原稿の送付先 オリジナル1部、コピー2部を日本沙漠学会編集委員会宛に簡易書留で送付する。
7. 原稿の返却 受理された原稿は返却しない。ただし、図・表・写真については希望があれば返却する。
8. 校正 著者校正は初校のみとし、以降の校正は原則として編集委員会が著者の初校に従って行うが、初校ミスは著者の責任とする。著者校正は誤植によるもののみとし、新たな加除訂正は認めない。
9. 別刷 著者の負担とし、負担額は別に定める。
10. 著作権 すべて日本沙漠学会に属する。
11. 投稿料 3. で定めた標準の長さ以内のものは無料。ただし、カラー印刷を含む場合は著者の実費負担。

※原稿送付先：日本沙漠学会編集委員会 宛
〒113 文京区本駒込2-28-8
理化学研究所駒込分所内
電話：03-3947-7708
FAX：03-3947-8389

(投稿規定内規)

別刷り印刷代価格表 (1995年5月現在)

	50部迄	100部迄	150部迄	200部迄	250部迄	300部迄
8 頁迄	6,200円	8,900円	11,400円	13,600円	15,750円	17,400円
同表紙付	8,700	11,400	13,950	16,200	18,250	19,800
12 頁迄	8,100	10,600	12,900	15,000	17,000	18,600円
同表紙付	10,600	13,100	15,450	17,600	19,500	21,600

※別刷り発送代として1点につき1,500円。国外の場合は実費。

※この表に該当しない場合は印刷所に問い合わせして下さい。

※カラー印刷を含む場合は実費負担

※印刷所：(有)英和出版印刷社 〒114 北区中里2-7-7
電話：03-5394-4856 FAX：03-5394-4741

(1995年10月23日改訂)

1. 用紙・様式 原稿は、邦文・英文原稿(英文要旨を含む)ともに、A4サイズ of 用紙を用い、天地・左右のマージンを十分にとり、ワードプロセッサにより次の要領で書くのを原則とする。

- a) 邦文原稿は、1 ページあたり25字×30行(750字)のフォーマットで書く。
- b) 英文原稿は、12ポイントの字体を用いて、ダブルスペースで書く。
- c) 使用ソフトは特定しないが、完成した原稿はMS-DOSテキスト文(ASCII-file)に変換して3.5インチフロッピーディスクに保存する。
- d) フロッピーディスクは、原稿が受理となった後に、その表面に使用機種・ソフトを明記して提出する。

2. 英文原稿は、本執筆要領とともに別に定める *Instructions to Contributors* の規定に従って書き、著者の責任でネイティブ・スピーカーなど、しかるべき人の校閲を予め受けるものとする。編集委員会が校閲を必要と判断し、校閲者を斡旋した場合には、校閲に要する経費は著者の負担とする。

3. 邦文原稿は次の順に整える。英文原稿の場合は邦文原稿に準じて整えるが、(2)に相当する邦文要旨は編集委員会の手承の上で省略することができる。

- (1) 表紙: 原稿の種類、題名(抄録・書評の場合は書名等)、著者氏名(会員資格)、所属機関名および所在地、連絡先住所・電話番号・FAX番号を書く。題名、著者氏名、所属機関名・所在地には英訳を併記する。英文原稿の場合は、それぞれに邦文を併記する。

- (2) 英文要旨: 原著論文・論説、総説・展望には500語内外、短報・資料には100語内外の英文要旨を記載し、5語以内のキーワードを添える。英文要旨から図一覧表までをとおしてページを付ける。

(3) 本文

(4) 引用文献

(5) 表

- (6) 図一覧: 図番号、タイトル(必要に応じて凡例、説明文を付ける)をまとめる。

- (7) 図: 図番号と著者名を、鉛筆にて右下に記載する。

4. 図表 表は別紙に書き、縦罫は用いない。図は14×19cm以内にそのまま縮小印刷されることを考慮して書き、A4版サイズの用紙上にまとめる。写真も図扱いとし、図とともに一連番号を付ける。図表の挿入位置は本文原稿の右端に明示する。図表中およびタイ

トルで用いる言語は邦文、英文のいずれかとし、一つの論文で統一する。原図は、原稿が受理となった後に提出する。

5. 本文

- (1) 抄録・書評は次例の見出しから書き始め、文の末尾に筆者の氏名を記す。

小川 亨:『サヘルに暮らす—西アフリカ・フルベ民族誌』NHK ブックス540, 日本放送出版協会, 1987, 222p., B6版。

ROGNON, Pierre: *Biographie d'un Désert: Le Sahara*. L'Harmattan, Paris, 1994, 347p., A5版。

- (2) 他の原稿種類については、本文形式を特に限定しないが、論旨を明確に簡潔に記載する。

- (3) 脚注は使用しない。注が必要な場合には本文末尾にまとめる。

- (4) 単位はSI (The System Internationale) を用い、略記・略号の使用はスタンダードなものに限る。

6. 引用文献 本文中では市川(1988)、小川(1987)、ROGNON(1994)、または、……である(TUCKER *et al.*, 1981, 1985; GROVE, 1986 a,b; LEAN and WARRILOW, 1989; 天谷ほか, 1984; 田中・長, 1987)。のように書く。成書などからページを指定して引用するときは、小堀(1972: 15-17)のように、年号の後ろにページを記載する。本文の後ろに引用文献をまとめる。邦文の文献について欧文の文献を、それぞれ著者名のアルファベット順に並べる。雑誌の場合、巻(号): ページを記載するが、通しページの場合は号は省略してもよい。そのほか詳細は下記の例および慣例に従う。

天谷孝夫・長堀金造・三野 徹(1984): 当面する物質移動の課題。「土壌の物理性」49: 3-8。

市川正巳(1988): 世界における砂漠化とその研究の現状。「地理学評論」61A: 89-103。

小堀 巖(1972): 『沙漠』日本放送出版協会。

小川 了(1987): 『サヘルに暮らす—西アフリカ・フルベ民族誌—』NHK ブックス540, 日本放送出版協会。

田中 明・長 智男(1987): 土壌の保水性及び透水性と作物根への水分供給力。「九大農芸誌」41-1/2: 63-70。

GROVE, A. T. (1986 a): The scale factor in relation to the processes involved in "desertification" in Europe. In FANTECHI, R. and MARGARIS, N. S. eds.,

- Desertification in Europe*, D. Reidel, Dordrecht, 9-14.
- GROVE, A. T. (1986 b): The state of Africa in the 1980s. *Geogr. J.*, 152: 193-203.
- LEAN, J. and WARRILOW, D. A. (1989): Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, 342: 411-413.
- ROGNON, P. (1994): *Biographie d'un Désert: Le Sahara*. L' Harmattan, Paris.
- TUCKER, C. J., HOLBEN, B. N., ELGIN, J. H and Mc MORTREY, J. E. (1981): Remote sensing of total drymatter accumulation in winter wheat. *Remote Sensing of Environment*, 11: 171-189.
- TUCKER, C. J., TOWNSHEND, J. R. G. and GOFF, T. E. (1985): African land-cover classification using satellite data. *Science*, 227: 369-375.
- YOUNG, J. A. and YOUNG, C. G. (1992): *Seeds of Woody Plants in North America*. Dioscorides Press, Portland.
7. 最終原稿の提出 原稿が審査を経て受理となった後、編集委員会からの指示にしたがって最終原稿と原図をフロッピーディスクとともに提出する。論文の最終的な調整とレイアウトは編集委員会の責任で行なう。

Instructions to Contributors

Journal of Arid Land Studies is a broad-based archival journal for the publication of significant research results in all areas concerning deserts, arid and semi-arid lands.

Papers will be published only when they are judged by the Editor to be characterized by some general significant conclusions or by experimental and field data having probable lasting value. It is understood that a paper submitted to this Journal has not been previously published, accepted for publication or submitted for review elsewhere.

One original and two copies of manuscripts in English should be submitted to (hold original figures and a diskette until acceptance.):

The Editorial Office, The Japanese Association for Arid Land Studies
c/o RIKEN, 2-28-8 Honkomagome, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan
Phone +81-(0)3-3947-7708, Fax +81 (0)3-3947-8389

Submitted manuscripts will not be returned whether they are published or not. Original figures, tables and photos may be returned if authors desired.

Paper Categories

- 1. Full-length Original Articles** – Formal presentation of significant and completed research projects. Enough originality is required. Standard length is ten printed pages (about 7000 words).
- 2. Research Notes** – Brief reports with originality. Supplemental or intermediate reports. Reports which require prompt publication is also submitted. Standard length is three to four printed pages (about 2800 words).
- 3. Others.**

Proofs and Charges

The authors are requested to correct only first proofs carefully. Publication and reprint charges may be imposed within actual cost. Color photos may be reproduced at an extra expense to the author's.

Copyright Transfer

Upon acceptance of an article by the Journal, the copyright of the article is transferred to The Japanese Association for Arid Land Studies.

Manuscript Preparation

All manuscript should be prepared on A4 (or 8.5 by 11 in.) paper in the order. The text has to be prepared on a diskette, using Word, WordPerfect or similarly well known word processing system, in double-spacing with 12 point or similar size typeface.

A) Title Page with the following items in this order.

- a) Category** of paper.
- b) A descriptive and concise title** of the paper.
- c) Authors' names, affiliation(s), and address(es)** : first names, middle initials, if any, and surnames followed by their affiliation(s) and address(es). The author to whom **correspondence** should be addressed is to be identified using superscript,* with **phone and fax numbers**.
- d) Five or less Key words.**

B) Abstract is to be clear and concise. The **length** is around 400 words for full-length Original Articles and 200 words for Research Notes.

C) Main Body should be prepared clearly and concisely. The precise arrangement of the text are left to the authors' discretion. (Each author may choose the format best suited to the paper.) **Figures** and **Tables** should not be included but be cited in the body. The **placement** of the Tables and Figures appearing first should be clearly identified by noting their numbers in the right hand margin. **Footnote** may not be used. Notes should appear at the end of the body, if necessary. SI (The system internationale) unit should be used wherever possible. Standard abbreviation may be used.

Literature is to be cited in the text as ROGNON (1989), or (TUCKER *et al.*, 1981, 1985; GROVE, 1986 a,b; LEAN and WARRILLOW, 1989). The words "*et al.*" should be used for three or more authors. Lower-

case letters following year may be used if necessary to identify. Cited pages from books should be identified as YOUNG and YOUNG (1992: 15-17).

D) Literature cited should appear at the end of each text in an alphabetical order. Give complete information as in following examples:

GROVE, A. T. (1986 a): The scale factor in relation to the processes involved in "desertification" in Europe. In FANTENCI, R. and MARGARIS, N. S. eds., *Desertification in Europe*, D. Reidel, Dordrecht, 9-14.

GROVE, A. T. (1986 b): The state of Africa in the 1980s. *Geogr. J.*, 152: 193-203.

LEAN, J. and WARRILOW, D. A. (1989): Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, 342: 411-413.

ROGNON, P. (1989): *Biographie d'un désert*. Plon, Paris.

TUCKER, C. J., HOLBEN, B. N., ELGIN, J. H. and MC MORTREY, J. E. (1981): Remote sensing of total drymatter accumulation in winter wheat. *Remote Sensing of Environment*, 11: 171-189.

TUCKER, C. J., TOWNSHEND, J. R. G. and GOFF, T. E. (1985): African land-cover classification using satellite data. *Science*, 227: 369-375.

YOUNG, J. A. and YOUNG, C. G. (1992): *Seeds of Woody Plants in North America*. Dioscorides Press, Oregon.

E) Tables should be typed on separate sheets and be prepared in order.

F) Figure captions should be typed on a separate sheet.

G) Figures should be drawn in black ink on a white background. The size of the lettering should be proportional to that of the drawing; it must be a minimum of 3 mm high when the illustration is reduced to 67 mm wide or 140 mm wide. First author's name and figure number should be written in pencil on the right corner of the sheet. **Photos** may be included as Figures. Three printed photos, or one original and two high quality reproductions, pasted on A4 paper should be submitted for reviewing process.

H) After the manuscript has been reviewed and accepted for publication, the author carries out any corrections that are requested. The final version of the text is then submitted to the Editorial Board together with original figures, and a diskette following the special instructions to be sent to the author. The diskette should include an additional text converted into an MS-DOS text file (ASCII file). The Editorial Board is responsible for the final arrangement and layout of the articles.

For domestic contributors

One or more of the author(s) should belong to The Japanese Association for Arid Land Studies. The authors are requested to prepare Japanese translations of the following items on a separate page; A-a) title, c) Author(s)' name(s), affiliation(s) and address(es), in the title page, and B) abstract.

特集：「タクリマカン沙漠—人間活動と環境変化—」編集委員会
高村弘毅（委員長），梅村 坦，岡田昭彦，門村 浩，長島秀樹

Editorial Board of Special Issue on Taklimakan Desert: Man and Environment

Hiroshi TAKAMURA (Chief Editor), Hiroshi UMEMURA, Akihiko OKADA,
Hiroshi KADOMURA, Hideki NAGASHIMA

編集委員 門村 浩(委員長：東京都立大学) 安部征雄(筑波大学) 遠藤邦彦(日本大学) 勝俣 誠(明治学院大学)
小島紀徳(成蹊大学) 嶋田義仁(静岡大学) 長島秀樹(東京水産大学) 袴田共之(農業環境技術研究所)
堀 信行(東京都立大学) 山川修治(農業環境技術研究所) 書記：黒瀬匡子
日本沙漠学会編集委員会/〒113 文京区本駒込 2-28-8 理化学研究所駒込分所内

TEL 03 (3947) 7708/FAX 03 (3947) 8389

Editorial Board Hiroshi KADOMURA (Chief Editor), Yukuo ABE, Kunihiro ENDO, Makoto KATSUMATA
Toshinori KOJIMA, Yoshihito SHIMADA, Hideki NAGASHIMA, Tomoyuki HAKAMATA
Nobuyuki HORI, Shuji YAMAKAWA Editorial Secretary: Kyoko KUROSE

Editorial Office The Japanese Association for Arid Land Studies
c/o The Institute of Physical and Chemical Research (RIKEN)
2-28-8 Honkomagome, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan.

TEL: 03-3947-7708/FAX: 03-3947-8389

本誌の刊行にあたっては文部省科学研究費補助金（研究成果公開促進費）の援助をうけた。

編集発行：日本沙漠学会/〒113 東京都文京区本駒込 2-28-8 理化学研究所駒込分所内

© The Japanese Association for Arid Land Studies

TEL 03 (3947) 7708/FAX 03 (3947) 8389

TEL 03 (3595) 9689/FAX 03 (3595) 9450

定価 1,500 円（本体 1,457 円）

発行日 1996 年 2 月 25 日

印刷：（有）英和出版印刷社

JOURNAL OF ARID LAND STUDIES

CONTENTS

SPECIAL ISSUE Taklimakan Desert: Man and Environment

Frontispiece

1. Kiyoshi TSUCHIYA: False Color Landsat MSS Mosaic Image of the Taklimakan Desert
2. Hiroki TAKAMURA: Environment and Human Activities in the Taklimakan Desert

Hiroki TAKAMURA: Taklimakan Desert: Man and Environment — An Introduction87- 89

Hiroshi UMEMURA: Yulduz Grasslands and Oases in the Tarim Basin91-106

Masatoshi YOSHINO, Yoshihisa FUJITA, Shoichiro ARIZONO, Mingyuan DU and Jiaqiang LEI: Impact of Agricultural Landuse on Desertification in the Taklimakan Desert107-115

Hidehiro SOHMA: Desertification in the Taklimakan Desert: Salinization, expansion of sand-covered area and wind erosion117-129

Zhenda ZHU and Tao WANG: The Problem of Desertification in the Marginal Regions of the Taklimakan Desert131-136

Tao WANG: Land Use and Land Degradation in the Tarim Basin, Xinjiang, China137-144

Kiyoshi TSUCHIYA and Yoshinari OGURO: Taklimakan Desert as Seen from Satellites: Application of remote sensing145-154

Yoshinari OGURO and Kiyoshi TSUCHIYA: Extraction of the Desertified Areas in Oases in Taklimakan Desert through the Analysis of SPOT Image

Data155-162

Takashi ISHIYAMA, Masao MORIYAMA, Nobuo TAKEUCHI, Koji KAJIWARA, Shigehiko SUGIHARA and Peijun LIU: Evaluation of Spatial Distribution of Surface Soil Moisture around Hotan Oasis in Southern Part of Taklimakan Desert based on Satellite Data163-172

Mingyuan DU, Masatoshi YOSHINO, Yoshihisa FUJITA, Shoichiro ARIZONO, Taichi MAKI and Jiaqiang LEI: Climate Change and Agricultural Activities in the Taklimakan Desert, China, in Recent Years173-183

Qing HE, Jingfeng ZHAO and Hideki NAGASHIMA: The Distribution of Sandstorms in Taklimakan Desert185-193

Sadayo YABUKI, Akihiko OKADA, Akira UEDA, Zi-Li FAN and Qing CHANG: The Behavior of Ions from Soluble Salts in Inland Waters around the Desert Area, Xinjiang, China from the Viewpoint of Isotope Geochemistry195-216

Mijit HUDABERDI: The Flora and Vegetation of the Taklimakan Desert: A summary217-221