電子スピン共鳴 (ESR) による東アジアの風成塵石英の産地同定

—アイソトープステージ 2 の卓越風復元への試み—

成瀬敏郎*・小野有五**・平川一臣**・岡下松生***・池谷元伺***

MIS 2 における東アジアの風成塵供給源と卓越風を復元する目的で、中国、韓国、日本の計 26 地域から黄土、土壤、古土壤、泥炭を採取し、これらの堆積層中の微細石英 ($\leq 20 \mu\text{m}$) の酸素空格子信号強度を測定した。タクラマカンの砂漠レスやツアイダムワジ堆積物は 6.2~8.2、黄土は 5.8~8.3、韓国の土壤は 6.0~7.7 であり、黄土や韓国土壤が中国の乾燥地域やチベット高原起源の風成塵の影響を強く受けたことを示している。日本各地の土壤・泥炭の微細石英は MIS 2 で 4.5~12.7 であり、そのうち 5.8~12.7 の値を示す微細石英が遠隔地から飛来した広域風成塵起源、数値の低いものは大陸棚などから吹き上げられた風成塵と推測された。日本列島のうち北部日本地域は >10 で東アジア北部から北西季節風によって、中央-西南日本地域は黄土と同じ 5.8~8.7 で中国の乾燥地域やチベット高原から偏西風によって、与那国島は 9.7 で中国南部などからそれぞれ飛来した可能性が指摘された。

キーワード：風成塵，ESR 分析，酸素空格子信号強度，微細石英，東アジア

I はじめに

日本列島に発達する台地の上に堆積している土壤、古砂丘や火山灰層中の古土壤、あるいは完新世に堆積した土壤中に含まれる石英の中には、アジア大陸からの広域風成塵や、氷期に陸化した海底、それに近隣地域から飛来した風成塵起源のものがある（成瀬・井上，1982；井上・成瀬，1990）。

一方、風成塵の主要構成粒子径である微細石英 ($20 \mu\text{m}$ より細粒なもので、以下では $\leq 20 \mu\text{m}$ と表す) の電子スピン共鳴 (ESR) 分析による酸素空格子信号強度は、風成塵の給源地を明らかにする上で、酸素同位体比とともに有効な指標になると考えられている (Mizota and Matsuhisa, 1985; Naruse *et al.*, 1986; 井上・溝田, 1988; 成瀬ほか, 1996)。

そこで本稿では、成瀬ほか (1996) が行った測定値に加えて、風成塵供給源の一つとされている大陸内部の砂漠・ワジ堆積物や、風成塵堆積域である日本のアイソトープステージ (以下では MIS と略

す) 2 における風成塵堆積層中に含まれる石英の産地を ESR 分析によって同定し、それに基づき、この時期の卓越風の方向の復元を試みようとするものである。

ESR 分析は次のような原理によって可能となる。石英中の酸素が自然放射線により Si-O-Si 結合から離脱し、酸素の抜け穴である酸素空格子が形成される。自然放射能による酸素空格子は、時間が長いほど形成される空格子が増加する。したがって、酸素空格子信号強度と年代との間には相関が認められ、しかも酸素空格子は熱的に安定で寿命が長いので、酸素空格子信号強度から石英の生成年代を求めることが可能であるとされている (Toyoda *et al.*, 1992)。この原理を利用して本研究は、酸素空格子信号強度 (任意単位) から石英の産地同定を試みたものである。

II 試料採取地域

分析に供した試料は、中国ではタクラマカン Taklamakan 西端のカシュガル Kashgar から 2 点、ツアイダム Qaidam 盆地のゴルムド Golmud に発達するワジから 1 点、黄土分布域から 5 点、韓

* 兵庫教育大学社会系

** 北海道大学地球環境科学研究科

*** 大阪大学理学部

第1図 中央・東アジアにおける試料採取地域

1~26の地名は第1表参照

Fig. 1 Sampling areas in the Central and East Asia
Place names of 1-26 are given in Table 1.

国では風成塵の影響を強く受けた土壌から3点を採取した。日本列島では土壌、古土壌、泥炭を対象として南西諸島の与那国島から北海道の羽幌までの15地域から採取した合計32試料を分析に供した(第1図, 第1表)。このうち黄土分布域(4~8), 韓国(9~11), 日本列島(18~20), アメリカ合衆国中西部に分布するPeoriaレスの測定値については, すでに成瀬ほか(1996)で報告した(第1表)。

1. 中国

・カシュガル, ゴルムド

カシュガルでは, ゲズ Gez 川の形成する段丘上に堆積する砂漠レス(小野ほか, 1995)のうち, MIS 2に対比されるレス層上部から2試料を採取した。またゴルムドでは盆地南縁部に発達するワジに堆積する同時期の細粒物質を試料とした。

・黄土高原, 北京

採取地域は, 第1図のように馬蘭黄土が分布する日月山 Riyueshan, 黄土高原の固原 Guyuan, 西吉 Xiji, 西安 Xian, それに北京 Beijing の5

地域である。5地域の馬蘭黄土層のうち MIS 2に対比される馬蘭黄土層上部からそれぞれ1試料を採取した(成瀬ほか, 1996)。

2. 韓国

韓国では慶州 Kyonjyu と扶餘 Buyeog の土壌を1試料ずつ採取した。慶州と扶餘の試料は低位段丘上に堆積する土壌層のうち, AT 火山灰層よりも上位の MIS 2に対比される層準から採取したものである。ソウルではジュラ紀大宝花崗岩の山腹斜面に堆積する土壌のうち完新世に対比されるA層から採取した(成瀬ほか, 1985, 1996)。

3. 日本列島

南西諸島の与那国島から北海道の羽幌までの石灰岩・玄武岩・安山岩各台地上の土壌, 海岸段丘・河岸段丘上の土壌, それに古砂丘上の古土壌などのように流水による堆積の影響が少なく, 主に風成営力によって堆積した土壌, および泥炭層から試料を採取した。採取層準は第2図の通りである。

第1表 砂漠レス、ワジ堆積物、黄土、土壌、古土壌、泥炭中に含まれる石英の酸素空格子信号強度（任意単位）

Table 1 ESR signal intensity of oxygen vacancy of quartz contained in the desert loess, wadi sediment, loess, soil, paleosol, and peat (in arbitrary units)

sample number, sampling place, and sampling horizon	geology around sampling place	ESR signal intensity of quartz	
		> 20 μ m local material (bed rock)	$\leq$ 20 μ m eolian dust
1 Kashgar **	desert loess		8.2
2 Kashgar **	desert loess		8.2
3 Golmud **	wadi sediment		6.2
4 Riyueshan **	loess		6.5
5 Xiji **	loess		8.3
6 Guyuan **	loess		7.4
7 Xian **	loess		5.8
8 Beijing **	loess		7.1
9 Seoul *	granite		7.7
10 Buyeog **	r. t. deposit		7.4
11 Kyonjyu **	r. t. deposit		6.0
12 Yonaguni Is. **	limestone	3.5(T)	9.7
13 Miyako Is. **	limestone	3.6(T)	4.5
14 Okinawa Is. **	limestone	4.7(T-P)	6.2
15 Kikai Is. **	limestone	2.2(T)	7.6
16 Nanatsugama **	basalt	5.2(T)	7.8
17 Yashima **	andesite	2.6(T)	8.7
18 Tottori TY-2***	paleodune sand		5.9
19 Amino AM-1***	paleodune sand		4.2
20 Kurota KR-20**	peat		8.2
20 Kurota KR-24**	peat	3.6(P)	7.2
21 Awara 10***	paleodune sand	2.5(T)	
22 Sarukawa **	paleodune sand	0.6(Q)	5.4
23 Ushigata 3**	paleodune sand	1.3(Q)	12.6
24 Tomamae 1-3*	dune sand	2.0(T)	4.4
24 Tomamae 1-7**	paleodune sand	2.1(T)	12.7
25 Haboro 3-5**	m. t. deposit	2.8(T)	10.0
25 Haboro 3-10***	m. t. deposit		8.6
26 Obihiro 9**	r. t. deposit	1.5(Q)	7.4
26 Obihiro A3***	r. t. deposit		5.2
27 Peoria loess **	loess		11.0-14.0

1~26 の位置は第1図参照

* MIS 1 ** MIS 2 *** MIS 4

Q: Quaternary T: Tertiary P: Mesozoic or Paleozoic 27: USA

r. t. deposit: river terrace deposit m. t. deposit: marine terrace deposit

dune sand: Holocene paleodune sand: late Pleistocene

Sample Nos. 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 18, 19, 20, 27 from Naruse *et al.* (1996).

Locations of 1-26 are given in Fig. 1.

石灰岩台地上に堆積する赤黄色土壌のうち MIS 2 に対比される土壌層から与那国島比川 12（数字は試料番号で第1表と対応する。以下同じ）、宮古島東平安岬 13、沖縄島喜良原 14、喜界島上嘉鉄 15

を採取した。これらの土壌が堆積する石灰岩台地の形成時期は MIS 5 に対比されている。

玄武岩台地上の土壌から東松浦半島七つ釜 16、安山岩台地上の土壌から香川県屋島山頂 17 を採取

第2図 土壌，古土壌，ボーリングコアの断面と試料採取層準
柱状図中の太数字が試料番号。

Fig. 2 Stratigraphic sections of soils, paleosols, and bore cores and sampling horizon in Japan
Bold numerals in the stratigraphic section are sample numbers.

した。いずれも AT 火山灰層よりも上の MIS 2 に対比される層準である。古砂丘中の古土壌からは鳥取県鳥取 18，京都府網野 19，福井県芦原 21，秋田県申川 22，青森県牛潟 23，北海道苫前 24 (1-3, 1-7) を採取した。このうち試料 18, 19, 21 は DKP 火山灰層の下位の MIS 4 に，試料 22, 23, 1-7 は MIS 2 に，1-3 は MIS 1 にそれぞれ対比される。

北海道羽幌 25 (3-5, 3-10) は海岸段丘上の土壌，北海道帯広 26 (9, A3) は河岸段丘上の土壌を採取した。層序関係と火山灰との関係から試料 3-5, 帯広 26 の 9 は MIS 2 に，3-10 と帯広 26 の A3 は MIS 4 に対比される。福井県黒田 20 は AT と Sakate 両火山灰に挟まれる泥炭層とシルト層から採取した。

III 分析方法

アジア大陸から日本列島に飛来した広域風成塵の粒径は 3~30 μm であり，九州や南西諸島ではやや粗粒な画分が多く，東に向かうにつれて細粒な画分が多くなる (井上・成瀬, 1990; Inoue and Naruse, 1991)。本稿では，日本列島のほぼ中央にあたる黒田の泥炭層に含まれる石英粒子の 95% が $\leq 20 \mu\text{m}$ であり，酸素空格子信号強度が中国黄土の測定値と一致するので， $\leq 20 \mu\text{m}$ の微細石英は広域風成塵起源のものと考え，一方 $20 \mu\text{m}$ よりも大きい粒径 ($>20 \mu\text{m}$ と表す) は，現地に広く分布する中生代あるいは古生代岩石に含まれる石英の測定値と一致するので (成瀬ほか, 1996)， $>20 \mu\text{m}$ 石英を現地成起源と考えて分析した。

分析試料は，まず過酸化水素水 H_2O_2 で有機物

第3図 東アジアにおける isotope stage 2 (MIS 2) に堆積した風成塵石英の酸素空格子信号強度 (任意単位)

レスの分布は Lieu (1985) による。

Fig. 3 ESR signal intensity of oxygen vacancy of eolian dust quartz deposited during the isotope stage 2 (MIS 2) (in arbitrary units).

Distribution of loess after Lieu (1985).

を分解した後、6M 塩酸で 15 分間煮沸し、粒子表面に付着している炭酸塩などを取り除いた。この塩酸処理は ESR 測定には必須の工程である。その後、沈降法によって $\leq 20 \mu\text{m}$ 粒子を反復採取した。採取した $\leq 20 \mu\text{m}$ の粒子中からテトラブromエタンを調整した石英の比重に相当する重液 (2.5~2.8) で、ESR 分析用、および X 線回折用の試料を抽出した。

抽出した試料中には石英のほかにも他の鉱物粒子も含まれているので、外部標準法により試料中の石英重量%を測定するために兵庫教育大学の島津製作所製 X 線回折装置 XD-5 型 (30 kv, 20 mA, CuK α 線) を使用して step scan (2θ 28-25°, pre-set time 4.0s, scan speed 0.01 deg., sampling pitch 0.01 deg., full scale 0.5 kcps) を行い、積分強度から石英重量%を求めた。なお、積分強度の standard (100%) として和光純薬工業株式会社製の石英粒 (20~28 mesh) を使用した。

ESR 分析用試料について、大阪大学にて酸素空格子信号量を測定した。試料は、 ^{60}Co (コバルト 60) によって 2.5 kGy の γ 線照射を行った後に 300 °C で 15 分間加熱し、 E' 中心の酸素空格子信号強度を測定した。ESR 測定条件は室温でマイクロ波出力 0.01m W, 磁場変調幅 0.1 mT である。そして ESR 分析と石英重量%から、酸素空格子信号強度 (任意単位) = 補正前の酸素空格子信号強度 $\times$ 100 $\div$ 石英の重量%の補正計算によって最終的に酸素空格子信号強度を求めた。測定結果は第 1 表、第 3 図に示した。

なお、測定に供した石英は粒径が小さいほど表面からの α 線の寄与が大きくなり、空格子信号強度が強くなることが考えられるが、成瀬ほか (1996) と今回の結果にも、そのような影響はとくに見られなかった。これは地中における水の影響、あるいは試料処理における塩酸の使用によって α トラック中の欠陥が消えてしまったことが考えられる。また、砂

サイズ以下の粒子になってからの年代が、石英粒子が析出してからの年代に比べてかなり短いことが考えられる。

IV 中国と韓国試料の測定結果

中国黄土は、第四紀に西域のタクラマカン砂漠やツアイダム盆地、北西のゴビ Gobi 砂漠などの乾燥・半乾燥地域から飛来した風成塵が厚く堆積したものと考えられている (Lieu, 1985)。

まず黄土の供給源の一つとみなされるタクラマカン砂漠の西端カシュガルに堆積した砂漠レス 2 試料の測定値はともに 8.2 であった。またクンルン Kunlun 山脈からツアイダム盆地に流れ込むゴルムドのワジ堆積物は 6.2 であった。地質図 (地図出版社, 1984) によると、両地域の上流域の先カンブリア紀岩石分布域は、カシュガルの方がツアイダム盆地よりやや広い。したがって両者の測定値の違いは上流域の先カンブリア紀岩石分布地域の違いを反映したものと考えられる。

風成塵の堆積域である黄土高原、北京の黄土は 5.8~8.3 (成瀬ほか, 1996) であった。この中で、ゴルムド (測定値 6.2) の風下にあたる日月山の黄土が 6.5 とやや低いのは、風上側のゴルムドと同様、地質 (古生層) を反映しているといえよう。同じように西安の黄土が 5.8 と低いのは、西安がチベット高原の古生層分布地域の風下にあたり、しかも同地域を流れる渭河 Wei He の下流域にあり、渭河が運んだ細粒シルトが黄土の母材になった可能性を示唆している。

黄土分布地域の風下にあたる韓国の慶州と扶餘の低位段丘上から採取した土壌中の微細石英の測定値は 6.0 と 7.4 であり、ソウルの MIS 1 の土壌も 7.7 であった。中国と日本列島との間に位置する韓国土壌の微細石英が示す 6.0~7.7 という数値は、中国の砂漠、ワジ堆積物、黄土の 5.8~8.3 の範囲内にあり、韓国の土壌が最終氷期・完新世において

中国の乾燥・半乾燥地域やチベット高原からの風成塵の影響を強く受けていることを示している。

以上のように距離にして約 4500 km 離れた中国西部から韓国までの地域間における黄土や土壌中の微細石英の測定値に 2.5 の幅があるのは、黄土の給源地と考えられるチベット高原、クンルン山脈、タクラマカン砂漠、ゴビ砂漠などといった地域の地質の違いや、各地から飛来した風成塵の混合度の違いが反映されているためであろう。

V 日本列島の分析結果

1. $>20\ \mu\text{m}$ 石英の酸素空格子信号強度と地質
成瀬ほか (1996) は、中国、韓国、アメリカ合衆国および日本の鳥取砂丘地、京都府網野砂丘地、福井県黒田泥炭地において石英の ESR 分析を行い、次のような酸素空格子信号強度を得た。

アメリカ合衆国中西部の Peoria レス: >11.0 ,
中国大連、韓国扶餘の先カンブリア紀岩: >11.0 ,
中国黄土・韓国土壌: 5.8~8.3, 黒田泥炭層: 5.8~8.5, 大陸棚起源の鳥取・網野両砂丘地の古土壌: 3.7~5.9, 古生代岩石由来の粘土・砂: 3.3~4.7, 大山新时期火山灰が多く混入する古土壌: <1.9 .

上記の測定値に加えて、本研究で得られた南西諸島の与那国島から北海道羽幌までの 15 地域での測定値をみると、 $>20\ \mu\text{m}$ と $\leq 20\ \mu\text{m}$ の石英の酸素空格子信号強度が明らかに異なっていることがわかる (第 1 表)。これは両サイズの石英産地、および生成年代が異なっているためであり、全体に $>20\ \mu\text{m}$ 粒子よりも $\leq 20\ \mu\text{m}$ 粒子の測定値が高いのは、後者がより古い時代の岩石に由来することを意味している。また $\leq 20\ \mu\text{m}$ 石英は、成瀬ほか (1996) の測定例からみると広域風成塵起源のものであり、一方、 $>20\ \mu\text{m}$ 石英は現地成で採取地域に広く分布している地質の年代と相関があるようである。

まず、黒田の古生代岩石に含まれる $>20\ \mu\text{m}$ 石英の測定値は 3.3~4.7 であるが (成瀬ほか, 1996),

第4図 中国・韓国・日本の黄土・土壌および地質年代の違いによる石英の酸素空格子信号強度

①陸化した海底や浜からの風成塵 ②中央—西南日本地域 ③与那国島 ④北部日本地域

Fig.4 ESR signal intensity of oxygen vacancy of quartz in loess and soils of China, Korea and Japan and in various geological ages

①eolian dust from dried sea floor and beach ②central-southwestern part of the Japanese islands
③Yonaguni Island ④northern part of the Japanese islands

この岩石は中生代あるいは古生代に対比したほうが適当である（竹村厚司氏の私信による）。また中生代あるいは古生代岩石、第三系が広く分布する沖縄島中南部の石灰岩台地上に堆積する土壌試料 14 の $>20 \mu\text{m}$ 石英は 4.7 であった。

つぎに第三系であるが、第三系が広く分布する喜界島の $>20 \mu\text{m}$ 石英は 2.2 であり、香川県屋島の中新統安山岩（讃岐岩）分布地域の石英も 2.6 であった。屋島は標高 292 m の独立峰であり、分析試料は台地上の最高地点から採取しており、 $>20 \mu\text{m}$ 石英が安山岩に由来することは明らかである。同じように芦原、苦前、羽幌には第三系の分布が広く、同地域の $>20 \mu\text{m}$ 石英の測定値は 2.0~2.8 であった。

しかし、第三系の分布地域にありながら与那国島、宮古島、沖縄、七つ釜ではいずれも 3.5~5.2 というように比較的高い数値を示した。この比較的高い数値を示す理由として以下のことが考えられよう。

MIS 2 において黄土高原では風成塵粒子が粗くなった (Xiao *et al.*, 1995)。その影響を受けて、与那国島、宮古島、沖縄、七つ釜といった比較的ア

ジア大陸に近い地域の広域風成塵構成粒子に $>20 \mu\text{m}$ の粗粒画分が多く含まれるようになった。たとえば七つ釜では土壌中に $>20 \mu\text{m}$ 石英が 20% 強含まれている（溝田ほか, 1992）。したがって、この時期に堆積した $>20 \mu\text{m}$ 石英に占める広域風成塵の量比が高くなり、それが測定値に反映されたためであろう。

鳥取砂丘地における 2 万年前以降の大山新期火山灰起源の石英が多く混入する古土壌中の微細石英の値は 1.9 と低い結果が得られており（成瀬ほか, 1996）、帯広 9 でも Spfa-1 起源石英が多く含まれるものは 1.5 であった。また火山灰の混入は認められなかったが、第四系が広く分布する申川と牛潟の 0.6~1.3 は第四系石英の数値とみなされる。

以上の測定結果から、これまでのところ日本列島において中生代あるいは古生代の石英は 3.3~4.7、第三系の石英は 2.0~2.8、第四系、および第四系の火山灰が多く混入するものは 2.0 未満の数値を示すと考えてよいであろう（第4図）。

2. 風成塵起源微細石英 ($\leq 20 \mu\text{m}$) の測定値

1) 時代による測定値の違い

微細石英 ($\leq 20 \mu\text{m}$) の酸素空格子信号強度 (第1表) は, 試料の多くが古生代よりも古く, 日本列島には分布が限られている母岩に含まれる石英の数値であることからみて, より古い時代の岩石が分布するアジア大陸から風によって運ばれたことを示唆している。

また, 第1表に示した測定値を時代別にみると, MIS 2 は 4.5~12.7, MIS 4 は 4.2~8.6, MIS 1 は測定例が1点だけであるが 4.4 であり, MIS 2 と 4, それに MIS 1 との間に数値の違いがみられる。たとえば羽幌では MIS 2 にあたる層準は 10.0, MIS 4 にあたる層準は 8.6, 帯広でも 7.4 と 5.2 であり, いずれも前者が後者よりも高くなっている。

一方, 風成塵の飛来量は時代的に異なっていることが知られている (成瀬, 1993, 1995; 多田・入野, 1994; 福沢・小泉, 1994; 福沢ほか, 1994; Ono and Naruse, 1996; 吉永, 1995)。これらによると, 世界的に風成塵の飛来・堆積量は最終氷期に多く, 完新世では減少している。最終氷期のなかでは MIS 4 よりも 2 において多い。それは卓越風の強弱, 氷河レス生産量の違い, 陸化した大陸棚面積の違い, 乾湿の違いなどさまざまな要素がからみあった結果である。

こうした事実から, 北海道では MIS 1 よりも MIS 4 が, MIS 4 よりも MIS 2 のほうが風成塵の堆積量が多く, 結果として現地成石英に対する大陸起源の広域風成塵石英の占める量比が高くなり, より後者の測定値が高くなったものと考えたい。

2) 地域による測定値の違い

仮に日本列島に堆積した土壌中の微細石英がタクラマカンやゴビといった中国大陸の乾燥・半乾燥地域からもたらされたもの (Uematsu *et al.*, 1985) であれば, 黄土の測定値 5.8~8.3 に収まるはずである。しかし, 黄土の数値域に収まるのは沖縄から

福井県黒田までの地域であって, 青森県と北海道, それに与那国島はこの範囲から外れ, 高い数値を示している。またこれとは逆に秋田申川砂丘地や宮古島東平安名岬の石灰岩台地上の土壌中の微細石英は低くなっている。

このように MIS 2 に堆積した微細石英の測定値は均一ではなく, 地域的に異なり, 日本列島は微細石英測定値の違いによって, 以下のように3地域に分けることが可能である (第4図)。

・北部日本地域

青森, 北海道がこれに属する。青森県から北海道にかけて風成塵堆積層が広域に分布することが指摘されている (岡田, 1973; 三浦, 1994; 張ほか, 1994; 雁澤ほか, 1994; 吉永, 1995)。

日本海に面する青森県屏風山砂丘地の牛潟に堆積する古土壌のうち MIS 2 に対比される層準の微細石英は 12.6, 同じく日本海沿岸に面する北海道苫前前の土壌で 12.7, 羽幌が 10.0 であった。この地域の $>20 \mu\text{m}$ 石英はいずれも 2.8 以下であるので, $\leq 20 \mu\text{m}$ 微細石英は現地成ではなく遠隔地から運ばれた広域風成塵起源である。帯広では 7.4 とやや低い, これは Spfa-1 起源の石英が混入した結果であろう。

・中央—西南日本地域

南西諸島の沖縄と喜界島の石灰岩台地上の土壌に含まれる微細石英は 6.2 と 7.6, 東松浦半島七ツ釜の玄武岩台地上の微細石英は 7.8, 香川県屋島山頂の土壌中の微細石英も 8.7 であった。また福井県黒田泥炭地では最終氷期に堆積した層準の微細石英は 5.8~8.5 であり (成瀬ほか, 1996), MIS 2 に対比される層準に含まれる微細石英も 7.2 と 8.2 であった。

これらの数値はいずれも黄土の測定値の範囲に属し, しかもいずれも近隣から流水によって運積されることのごく少ない地形上の土壌であることや, $>20 \mu\text{m}$ 石英の測定値とは明らかに異なるので,

微細石英は現地成でなく、遠隔地から風で運ばれた広域風成塵起源と判断される。

・与那国島

与那国島の石灰岩台地上に堆積する黄色土中の微細石英は 9.7 と高く、 $>20\ \mu\text{m}$ 石英 (3.5) とも異なり、また南西諸島各地の微細石英の数値とも異なっている。

このほかに上記の3地域の数値域とは異なる微細石英が現海岸に発達する台地上や砂丘地の土壤に含まれている。

たとえば、宮古島東平安岬の石灰岩台地上の土壤は 4.5 である。これは同層中の $>20\ \mu\text{m}$ 石英の数値 3.6 と異なっていることや、黄土の数値とも異なるので、微細石英が大陸棚から吹き上げられたか (井上ほか, 1993), あるいは苫前 1-3 のような堆積環境が想定される。苫前では、海浜から比高 27m の垂直崖を吹き上げられた第三系由来の風成シルトが冬季季節風によって運ばれた広域風成塵と混合して完新世クロ砂 1-3 の細粒画分を構成しており、測定値は 4.4 である。

同じように網野・秋田申川両砂丘地の古土壌の微細石英も 4.2~5.4 というやや低い値を示している。この地域では、上流域に広く分布する古生代~新生代の岩石に由来する石英が当時の海岸に運ばれ、それが古砂丘上に吹き上げられ、さらに大陸起源の広域風成塵が加わって古土壌が生成されていったことが考えられる。

VI MIS 2 における風成塵石英の産地同定と卓越風の推定

前述のような、やや低い値 (4.2~5.4) を示す風成塵を除いて、日本列島は微細石英の酸素空格子信号強度に地域差が認められた。以下、日本列島に飛来した風成塵の供給源と当時の卓越風について考察したい (第5図)。

第5図 Isotope stage 2 (MIS 2) における風成塵の供給源と飛来コースの推定

1: 先カンブリア露岩地域 2: 被覆先カンブリア岩地域
3: 飛来コース

①高緯度コース ②中緯度コース ③低緯度コース

Fig. 5 Tentative source areas and derived courses of eolian dust during isotope stage 2 (MIS 2)

1: exposed Precambrian rocks (after Goodwin, 1991)

2: covered Precambrian rocks (after Goodwin, 1991)

3: derived course

①high-latitude course ②mid-latitude course ③low-latitude course

1. 北部日本地域 (高緯度コース)

この地域は測定値が >10.0 と高く、中央~西日本地域とは異なった供給源が想定される。中緯度コースにあたるタクラマカン~黄土高原~韓国の測定値 5.8~8.3 とは異なるので、北部日本地域の微細石英は、この中緯度コースを運ばれてきたものではない。

酸素空格子信号強度が >11 の場合には東アジアに広く分布する先カンブリア紀岩石地域 (Goodwin, 1991) が候補地となる。したがって微細石英は中緯度コースよりも北にあたる地域で、第5図に示すように先カンブリア紀岩が広域に分布する中国東北部~モンゴル~シベリアあたりから高緯度コースを飛来してきた可能性が高い。このコースは、現

在の冬季季節風の通り道にあたり、微細石英が MIS 2 にこのコースを強い卓越風によって運ばれたとしても矛盾はない。

2. 中央—西南日本地域（中緯度コース）

中央—西南日本の MIS 2 に対比される土壌、古土壌、泥炭層中の微細石英は中国黄土とほぼ同じ 6.2~8.7 の数値を示した。さらに黒田低地に堆積する最終氷期全般にわたる層準に含まれる微細石英も 5.8~8.5（成瀬ほか、1996）を示すことから、最終氷期を通じて風成塵が偏西風によってアジア大陸の乾燥・半乾燥地域から中緯度コースを通り、韓国や日本列島の北緯 30°~40° の地域に飛来堆積したことを示している。

現在のタクラマカン砂漠などからの黄砂の運搬は、4~5 月に偏西風ジェット気流の軸が北緯 30°~35° 付近を通る時期に集中している（井上ほか、1994）。7~8 月の夏季にはさらに北上して北緯 40°~45° に達する。最終氷期の寒冷期には偏西風ジェット気流の位置は全体として南下し、夏季にも中部日本以南にしか達しなかったと考えられる（Ono, 1991）ことから、最終氷期には夏季に北緯 30°~35° 付近に位置していた偏西風ジェット気流が、そして冬季には寒帯前線ジェット気流が南下して中緯度コースを通るようになり、年間を通じて日本列島に大量の広域風成塵を輸送した可能性が考えられる。

3. 与那国島（低緯度コース）

与那国島の高い数値は、先カンブリア紀起源の石英が多く含まれていることを物語っている。北部日本地域の数値と比べてやや低いのは、中緯度コースの広域風成塵がより多く混入しているためではないだろうか。与那国島の微細石英の供給源として、中国南部、あるいはインドなどの先カンブリア紀分布地域が想定され、同地域を通過する亜熱帯西風ジェ

ット気流によって飛来した可能性がある。

VII 結 論

① MIS 2 に堆積した中国、韓国、日本の黄土、土壌、古土壌、泥炭層などに含まれる 22 地域、23 試料、MIS 4 の 4 地域 4 試料、MIS 1 の 2 地域 2 試料の微細石英（ $\leq 20 \mu\text{m}$ ）、さらに 14 試料の $> 20 \mu\text{m}$ 石英の供給源を明らかにする目的で、ESR による酸素空格子信号強度（任意単位）を測定した（第 1 図、第 1 表）。 $> 20 \mu\text{m}$ 石英については、地質年代を特定できる測定値が得られた（第 4 図）。

② MIS 2 に対比されるタクラマカンの砂漠レスやツアイダムワジ堆積物の石英は 6.2~8.2、この風下にあたる馬蘭黄土上部の微細石英（ $\leq 20 \mu\text{m}$ ）は 5.8~8.3、韓国の低位段丘上の古土壌の微細石英は 6.0~7.4 であった。韓国土壌中の微細石英はいずれも砂漠レス、ワジ堆積物、黄土の数値域にあり、韓国の土壌が MIS 2 にチベット高原やタクラマカン、ゴビ、ツアイダムなどの細粒物質を起源とする広域風成塵の影響を強く受けたことが明らかとなった。

③ 日本列島の土壌、古土壌などに含まれる微細石英は、 $> 20 \mu\text{m}$ 石英の数値とは異なることから、日本列島には分布が限られている古生代よりも古い時代の岩石地域に由来し、外来物質であることを示唆している。また測定値が時期によって異なり、MIS 2、MIS 4、MIS 1 の順で低くなる傾向が見られる。これは時期により風成塵堆積量が異なり、広域風成塵と現地成石英との混合比がそれぞれ異なっているためと考えられた。

④ 日本列島は地域によって微細石英の測定値が異なり、北部日本地域：10.0~12.7、中央—西南日本地域：5.8~8.7、与那国島：9.7 である。MIS 2 において、中央—西南日本地域の福井県~沖縄島の微細石英は、韓国と同じく中緯度コースを通る偏西風ジェット気流によってもたらされ、北部日本地域

の微細石英は東アジア北部の先カンブリア紀岩石地域から北西季節風によってもたらされた可能性が高い。与那国島の微細石英は中国南部、あるいはインドなどの先カンブリア紀岩石地域から亜熱帯ジェット気流によってもたらされた可能性がある(第5図)。

⑥宮古島東平安名岬の石灰岩台地上や秋田申川の海岸砂丘地の古土壌に含まれる微細石英は測定値が低く、MIS 2 に陸化した大陸棚から吹き上げられた石英、あるいは海浜からの風成シルトと広域風成塵とが混合したものと考えられる。

⑦上記のように酸素空格子信号強度によって風成塵の給源や、それがもたらされた経路を考察したが、なお、酸素空格子信号強度の差が示す意味や単位表示の点について検討の余地がある。今後、さらに研究地域や研究対象を広げるとともに、測定例を増やすことによって、風成塵の給源や飛来経路に関する議論を深めていきたい。

この研究の概要は1996年4月の日本地理学会春季学術大会で発表した。

この研究は、文部省科学研究費一般研究C：研究代表者、成瀬敏郎「平成6・7年 最終氷期における日本列島のダスト・フラックス変化と古環境 課題番号06680161」、総合研究(A)：研究代表者、平川一臣「平成6・7年 最終氷期の日本列島の乾燥化に関する第四紀学的研究 課題番号06302072」を使用した。本研究の遂行にあたって柳 精司(下松市中村小学校)、鈴木裕治(猪名川町立白金小学校)、河野日出夫(大阪大学)、渋谷靖弘(兵庫教育大学)の先生方大変お世話になりました。記してお礼申し上げます。

(投稿 1996年4月26日)

(受理 1996年10月19日)

文 献

井上克弘・成瀬敏郎(1990)：日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵。第四紀研究, 29, 209-222.

井上克弘・溝田智俊(1988)：黒ボク土および石灰岩・玄武岩台地上の赤黄色土の2:1型鉱物と微細石英の風成塵起源。粘土科学, 28, 30-47.

井上克弘・佐竹英樹・若松善彦・溝田智俊・日下部 実(1993)：南西諸島における赤黄色土壌群母材の広域風成

塵起源——土壌、基岩および海底堆積物中の石英、雲母、方解石の酸素および炭素同位体比——。第四紀研究, 32, 139-155.

井上克弘・張 一飛・成瀬敏郎(1994)：東アジアにおける雨水の水質に及ぼす広域風成塵の影響。日本土壌肥科学雑誌, 65, 619-628.

岡田昭明(1973)：支笏降下軽石堆積層中の粘土鉱物。地質学雑誌, 79, 363-375.

小野有五・渡辺満久・寺井和雪・趙 元杰(1995)：タクラマカン砂漠西南部、ゲズ川支流オイタック川の段丘とモレーン、レスについて。日本地理学会予稿集, 47, 92-93.

雁澤好博・柳井清治・八幡正弘・溝田智俊(1994)：西南北海道—東北地方北部に広がる後期更新世の広域風成塵堆積物。地質学雑誌, 100, 951-965.

多田隆治・入野智久(1994)：第四紀後期における日本海の海洋環境変化。月刊地球, 16, 668-677.

地図出版社(1984)：『中国自然地理図集』, 北京, 200p.

張 一飛・井上克弘・佐瀬 隆(1994)：洞爺火山灰以降に堆積した岩手火山テフラ層中の広域風成塵。第四紀研究, 33, 131-152.

成瀬敏郎(1993)：東アジアにおける最終間氷期以降の広域風成塵の堆積量変化。地形, 14, 53-70.

成瀬敏郎(1995)：風成塵が記録する気候変動と文明。小泉 格・安田喜憲編：『地球と文明の周期』, 朝倉書店, 145-154.

成瀬敏郎・井上克弘(1982)：北九州および与那国島のレス——後期更新世の風成塵の意義——。地学雑誌, 91, 164-180.

成瀬敏郎・井上克弘・金 萬亨(1985)：韓国の低位段丘上に堆積するレス土壌。ペドロジスト, 29, 108-117.

成瀬敏郎・柳 精司・河野日出夫・池谷元伺(1996)：電子スピン共鳴(ESR)による中国、韓国、日本の風成塵起源石英の同定。第四紀研究, 35, 25-34.

福沢仁之・小泉 格(1994)：ODP, 795 地点の鉱物組成からみた氷期—間氷期サイクル。月刊海洋, 26, 454-457.

福沢仁之・小泉 格・岡村 真・安田喜憲(1994)：福井県水月湖の完新世堆積物に記録された歴史時代の地震・洪水・人間活動のイベント。地学雑誌, 10, 127-139.

三浦英樹(1994)：北海道北部地域の後期更新世海成地形面の対比・編年と最終間氷期海成地形面上の堆積土壌の層厚変化からみた土壌母材の起源。日本地理学会予稿集, 38, 196-197.

溝田智俊・下山正一・窪田正和・竹村恵二・磯 望・小林茂(1992)：北部九州の緩斜面上に発達する風成塵起源の細粒質土層。第四紀研究, 31, 101-112.

吉永秀一郎(1995)：気候変動の指示者としての十勝ローム層の諸性質の変化。第四紀研究, 34, 345-358.

- Goodwin, A. M. (1991): *Precambrian Geology*. Academic Press, London, 666p.
- Inoue, K. and Naruse, T. (1991): Accumulation of Asian long-range eolian dust in Japan and Korea from the late Pleistocene to the Holocene. *Catena Supplement*, **20**, 25-42.
- Lieu, T. (1985): *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing, 251p.
- Mizota, C. and Matsuhisa, Y. (1985): Eolian additions to soils and sediments of Japan. *Soil Science Plant Nutrition*, **28**, 369-378.
- Naruse, T., Sakai, H. and Inoue, K. (1986): Eolian dust origin of fine quartz in selected soils, Japan. *Quaternary Research*, **24**, 295-300.
- Ono, Y. (1991): Glacial and periglacial paleoenvironments in the Japanese Islands. *Quaternary Research*, **30**, 203-211.
- Ono, Y. and Naruse, T. (1996): Snowline elevation and eolian dust flux in Japanese Islands in the isotope stages 2 and 4. *Quaternary International*, in press.
- Toyoda, S., Ikeya, M., Morikawa, J. and Nagatomo, T. (1992): Enhancement of oxygen vacancies in quartz by natural external β and γ ray dose: a possible ESR geochronometer of Ma-Ga range. *Geochemical Journal*, **26**, 111-115.
- Uematsu, M., Duce, R. A. and Prospero, J. M. (1985): Deposition of atmospheric mineral particles in the north Pacific Ocean. *Journal of Atmospheric Chemistry*, **3**, 123-138.
- Xiao, J., Porter, S. C., An, Z., Kumai, H. and Yoshikawa, S. (1995): Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau of Central China during the last 130,000 years. *Quaternary Research*, **43**, 22-29.

Source Areas of Eolian Dust Quartz in East Asia : A Tentative Reconstruction of Prevailing Winds in Isotope Stage 2 Using Electron Spin Resonance

Toshiro NARUSE*, Yugo ONO**, Kazuomi HIRAKAWA**,
Matsuo OKASHITA***, and Motoji IKEYA***

Electron spin resonance (ESR) spectra of quartz grains of 43 samples of loesses, soils, paleosols, and bore cores from China, Korea, and Japan were measured in order to identify the source area of eolian dust and to recreate prevailing winds during isotope stage (MIS) 2 in East Asia (Table 1 and Fig. 1). Fine quartz grains less than 20 μm from desert loesses and wadi sediment in the Taklamakan Desert and Quidam Basin, which are known source areas of eolian dust, showed ESR intensities ranging from 6.2 to 8.2 (in arbitrary units). Quartz grains of Upper Malan loess from the Loess Plateau and Beijing showed intensities ranging from 5.8 to 8.3, while Korean soil quartz grains showed similar values from 6.0 to 7.4. This similarity is attributed to their common eolian origin in the desert loess and wadi sediment in Central Asia in MIS 2. In the Japanese islands, ESR

intensities of fine quartz are significantly different from those of coarser quartz (more than 20 μm) which have been derived from local sources such as old bedrock. The intensities of coarser quartz depend on the age of bedrock (Fig. 4). Fine quartz grains of soils, paleosols, and bore cores in the Japanese islands were identified to be eolian dust based on ESR intensities ranging from 4.2 to 12.7. ESR intensities of fine quartz depend on the age of deposition: 4.5 to 12.7 for MIS 2; 4.2 to 8.6 for MIS 4; and 4.4 for MIS 1. These intensities decrease in the order of MIS 2, MIS 4, and MIS 1. These values are due to the difference in the amount of eolian dust accumulated during the three stages. The amount of eolian dust accumulated increases in the order of MIS 2, MIS 4, and MIS 1.

ESR signal intensities of fine quartz ($\leq 20 \mu\text{m}$) during MIS 2 in the Japanese islands vary in different localities (Fig. 3). The values in the northern part of Japan (Hokkaido and Aomori) range from 10.0 to 12.7, suggesting that the fine quartz originated in Precambrian rock areas at high latitude in areas such as north China, Mongolia, and Siberia, and was transported by the northwest monsoon winds (Fig. 5). In the central-southwestern part of Japan (Fukui to Okinawa), intensities range from 5.8 to 8.3, coinciding with those of Chinese loess. It is concluded that this fine quartz was carried from mid-latitude dry areas in Asia by the westerly winds. On Yonaguni Island, the ESR signal intensity of fine quartz is 9.7, indicating that this quartz originated in the Precambrian areas of south China or India and was transported by the subtropical jet stream. Some fine quartz grains with lower values on Miyako Island of the southwestern islands, Tottori, Amino, and Sarukawa in Honshu may have originated on the dried sea floor during the last glacial age.

Key words: eolian dust, ESR, signal intensity of oxygen vacancy, fine quartz, East Asia