

海岸砂丘の形成—秋田県の例—

The Holocene Development of the Coastal Dunes,
Akita Prefecture, Northeast Honshu, Japan

白石 建雄 (しらいし たてお)

秋田大学教授 教育学部地学教室

1. はじめに

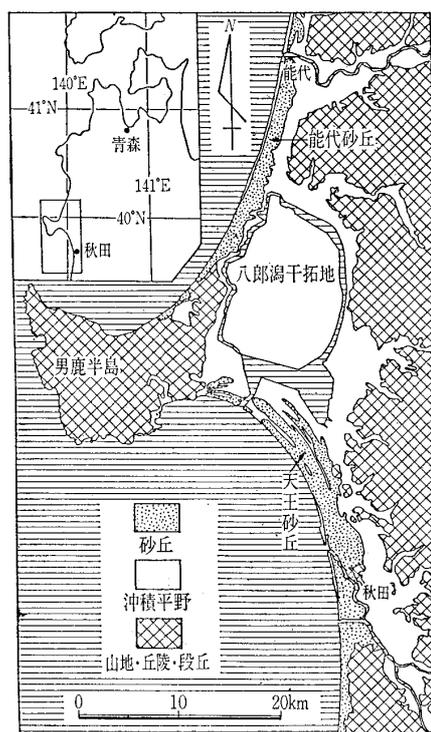
砂丘は未固結の砂粒子（直径2~1/16 mm）が豊富に供給され、これを移動するに十分な大きさの風力と、風下側に砂の移動と堆積を可能にする空間があればどこにでもできる。このような条件を満たす主要な場所は、大陸内部の砂漠地帯をはじめとして、海岸、河畔、湖岸、氷河の縁辺などである。日本は中緯度地域の湿潤気候下にあり、周りを海で囲まれている。このような地域では砂丘形成の主要な場は砂浜海岸の背後であり、特に冬期に北西~西の強い季節風が卓越する日本海の沿岸部には海岸砂丘がよく発達している。

日本の海岸砂丘地帯はかつては飛砂の害により、居住困難な地域であった。しかし、長年にわたる砂防造林の努力によって飛砂の移動は抑えられ、近年は砂丘農業地帯へと変貌をとげている。また、最近の都市への人口集中傾向の中で、砂丘地帯を含めた海岸地帯はリゾートやレクリエーションなどで広範に人間の利用するところとなり、さらに新たな開発対象地域にもなっている。日本の海岸砂丘地帯では新潟地震（1964年）や日本海中部地震（1983年）の際、地盤の液状化により大規模な災害が発生した。砂丘地帯の土地利用の高度化に伴って、砂丘は自然科学的研究対象としてのみならず、防災上の観点からも重要になっている。

本稿では秋田県に分布する砂丘（能代砂丘・天王砂丘：図一1）を主な素材として、砂丘の形成と液状化災害について述べる。

2. 海岸砂丘の地形と内部構造

海岸砂丘は海岸に沿って分布し、砂から成る帯状



図一1 能代砂丘，天王砂丘の位置図

の高まりである。砂丘頂と周囲の低地との高度差は一般に数m~十数mであるが、能代砂丘（図一2）では標高65.2mに達する最高部を含み、おおむね数十mである。

このような砂丘列は1列であることはまれで、多くは天王砂丘（図一3）のように多数の砂丘列から成り、間に砂丘低地を介在している。天王砂丘では、細かく数えると10列以上になる砂丘列は砂丘間低地の発達状態、砂丘列の曲率にもとづいて3群に大別され、内陸側から順に第I砂丘、第II砂丘、第III砂丘とよばれている¹⁾。これらのうち、第III砂丘の規模が最も大きい。一方、能代砂丘は1列のようにも見えるが、内部構造を見ると、時代を異にする3枚の風成砂が積み重なってできている（図一4）。これ

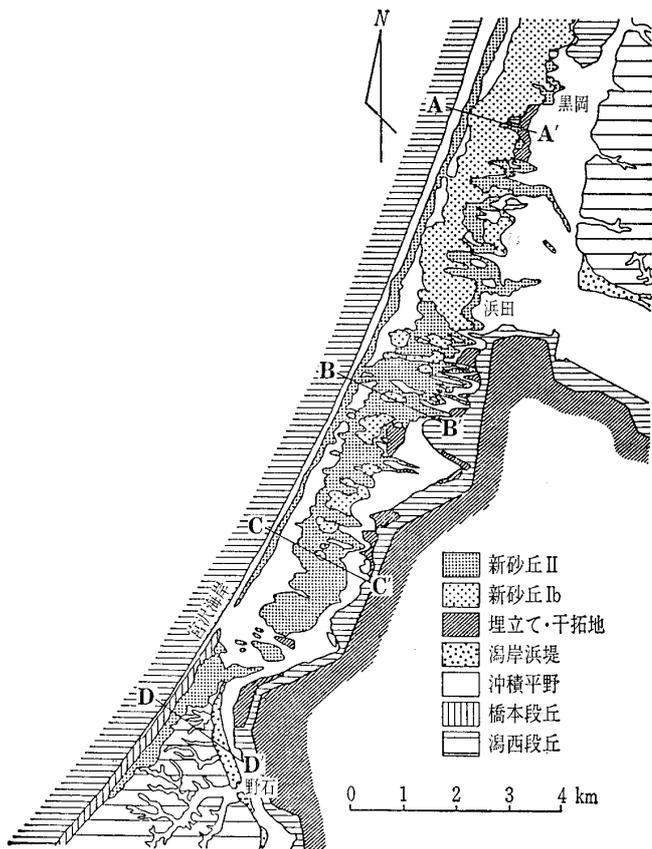


図-2 能代砂丘地形区分図 (文献1)による

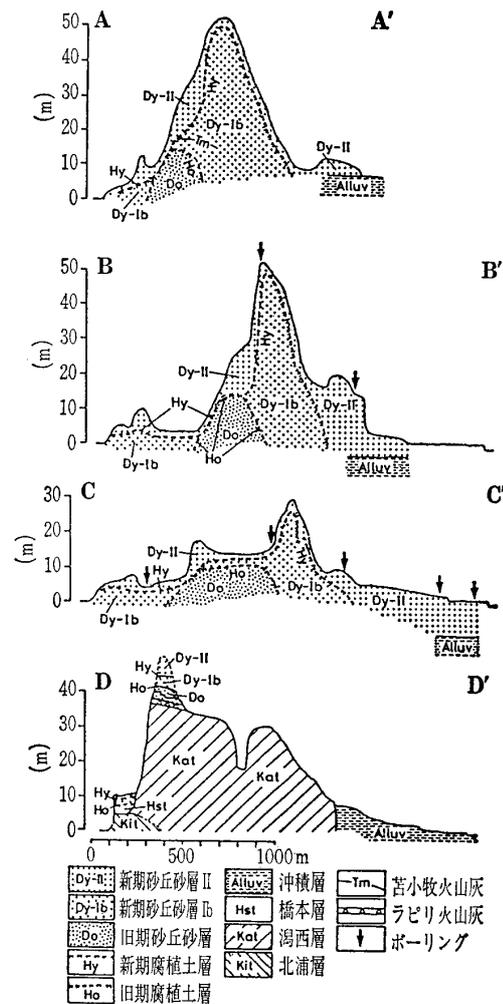


図-4 能代砂丘地質断面図 (文献1および4)による
断面の位置は図-2 参照。

らの対照的砂丘地形のうち、複数の砂丘列が側方に配置している砂丘を平行砂丘、複数の風成砂が積み重なった砂丘を累重砂丘という²⁾。

砂丘はまた伝統的に、砂丘頂を連ねた線と卓越風向あるいは海岸線の方角との関係でも分類される。砂丘頂線が卓越風向と平行な場合は縦列砂丘、直交するものは横列砂丘とよばれる。秋田県の例の場合、天王砂丘 (図-3) は横列砂丘、能代砂丘の新砂丘 II (図-2) は縦列砂丘である。また、青森県津軽の屏風山砂丘では、砂丘の平面形は西に開いた放物線形をしており (図-5), パラボラ砂丘とよばれるが、卓越風向との関連から、これも縦列砂丘である。

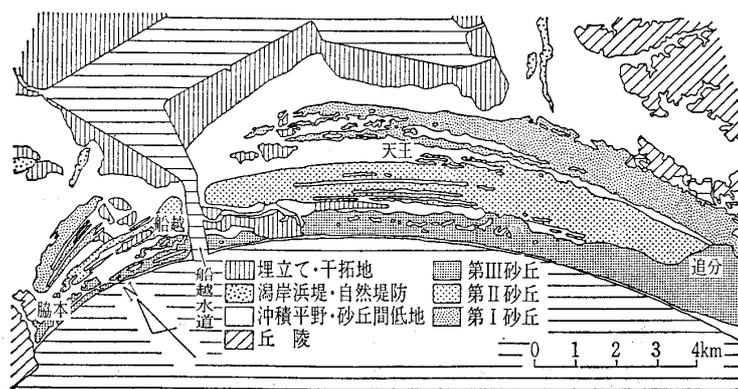


図-3 天王砂丘地形区分図 (文献1)による

ところで、もし砂の堆積場が平坦な乾陸であれば、砂は風下側に移動と拡散を続け、上に述べたような砂丘地形をつくることは考えにくい。飛砂が移動を停止して堆積するのは、風力を減衰させる突出地形があるためである。

能代・天王両砂丘の存在は、風成砂の堆積に先行して、現海岸線にほぼ平行な突出地形があったことを示している。能代砂丘は頂面高度が非常に高く大規模であり、その高度は主として後に述べる新期砂丘砂層 I b (Dy-I b) の堆積によるものである。その下位には標高10m前後の旧砂丘が潜在し、Dy-I bはその東方の風下地域に主として堆積している (図-4)。したがって、能代砂丘の形成には、直接的には旧砂丘が核としての役割を果たしたといえる。一方、天王砂丘の地形は、砂丘の核として現海岸線に平行な多数の高まりがあったことを物語る。このような高

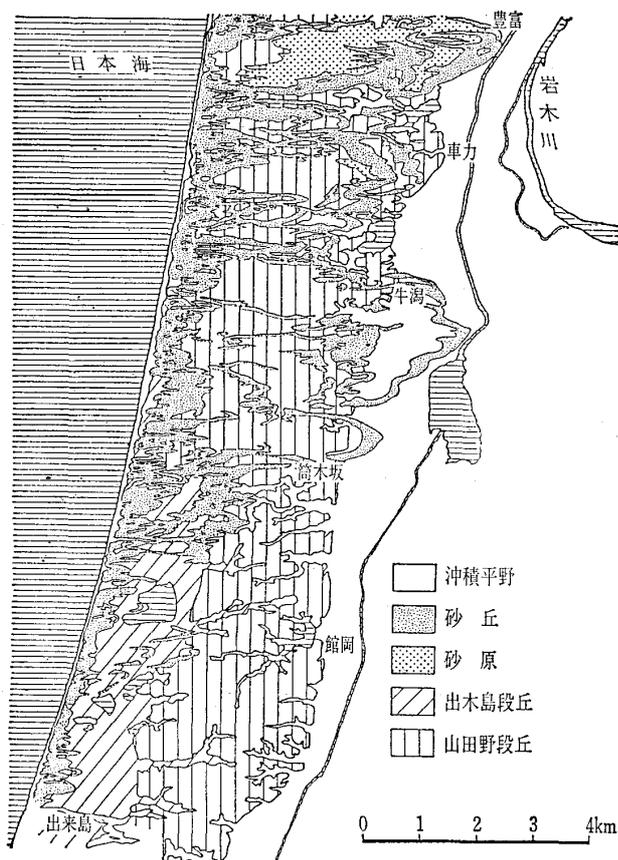


図-5 青森県津軽屏風山砂丘の地形区分図

まりは浜堤とよばれ、波の作用によって汀線付近に形成される。

3. 砂丘砂の区分と年代

風成砂の堆積がある一定期間連続的に進行したと考えられる場合、その結果としてできた堆積層はある時代の砂丘砂層として他の時代のものとして区分する。その区分の基準となるものが砂丘砂層の積み重なりの中に存在する腐植土層であり(図-6)、クロスナ層とよばれることもある³⁾。植物は砂丘表面が飛砂の移動で絶えず動いている間は生育不可能である。それゆえ腐植土層が存在するということは、その部分が砂丘形成のある時期、飛砂の移動が停止し、安定した地表面であったことを意味する。そのような地表面は当然人間の生活の舞台でもあり、腐植土層の中にはしばしば遺跡が含まれている。

能代砂丘には下位に旧期腐植土層(Ho)、上位に新时期腐植土層(Hy)が存在する(図-4)⁴⁾。また砂丘砂層は下位より順に旧期砂丘砂層(Do)、新时期砂丘砂層Ib(Dy-Ib)、新时期砂丘砂層II(Dy-II)に区分された。天王砂丘では第I・II砂丘表面にHoが、そして第III砂丘内部にHyが存在する。砂丘砂は内

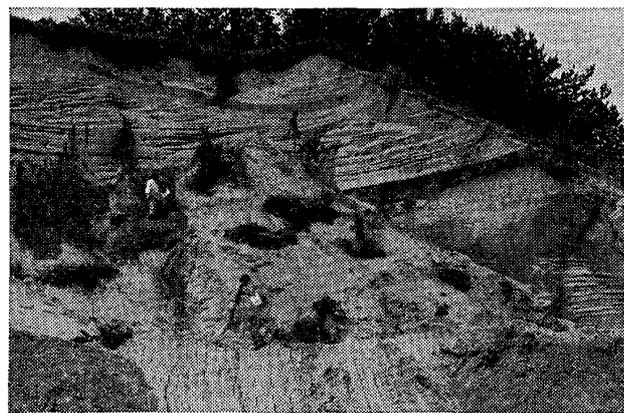


図-6 能代砂丘における腐植土層の産状
露頭中央部と最高位の人物の頭部付近の2層準に腐植土層が存在する。撮影地点は若美町五明光。

陸側より順に第I～第III砂丘砂層に区分されている¹⁾。

砂丘砂層の年代については種々の情報源がある。本地域では、年代が既知の地層と砂丘砂の関係、天王砂丘地の腐植土に含まれる遺跡の年代、砂丘砂の中に介在する時代のおかつた火山灰などである。これらのうち、遺跡の年代はそれを含む腐植土以下の砂丘砂層の上限の年代値に相当する。

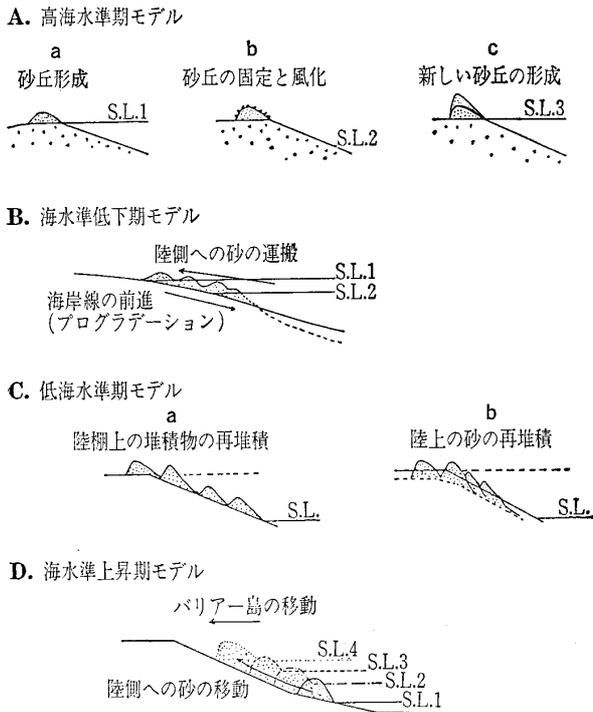
以上の情報を総合して、能代砂丘のDoは縄文前期～中期(6000～4000年前)、Dy-Ibは平安時代(800～900年前頃)、Dy-IIはそれ以後と推定されている。また、天王砂丘第I～III砂丘砂層はそれぞれ縄文前期、縄文中期の後期、歴史時代に堆積したと考えられている¹⁾。

4. 海岸砂丘の形成

日本では海岸砂丘の研究は、三位の先駆的研究⁵⁾と、遠藤による砂丘形成期の広域的同時性の認識⁶⁾以降、特に形成期については完新世海水準変動との関連で研究されることが多い。

海岸砂丘の形成と海水準変動との関係については、現在のところ氷期一間氷期サイクルとの関連で4つのモデルがある(図-7)⁵⁾。秋田県の砂丘は縄文海進最高海面期に引き続いて形成されており、大局的には海水準上昇モデル(図-7, D)に適合すると考えられる。海水準の上昇時には海岸線の後退(海進)とともに海岸侵食が起こり、未固結の砂が大量に生産される。それらは海進に伴って陸側に移動し、一部は汀線付近に堆積して浜堤を構成するとともに、

報文—2241



図—7 砂丘形成と海水準変動の関係に関するモデル
(文献5)による)

引き続き砂丘形成の端緒を開いたのであろう。このことは、海岸砂丘の汀線付近の浅海地域に縄文海進期の海成砂層が分布していることを予想させるが、その確認は今後の課題である。

ところで天王砂丘の原型は浜堤の集合体であり、海浜平野と考えられる。この平野は縄文海進最高海面期以降、汀線が断続的に海側に移動し、一方的に拡大している。海浜平野の断続的前進は種々の要因によって起こるが、天王砂丘地の前進は縄文海進最高海面期から現在までの海水準の小規模な変化とその間継続した隆起運動の複合効果で解釈されている¹⁾。すなわち、海水準上昇時には未固結の砂が汀線付近に移動する。これらは引き続き海面低下とともに順次離水し、一群の浜堤群が出現すると考えられる。この海面低下の過程は同時に砂浜の拡大過程でもあり、風送可能な乾燥した砂が増加して砂丘の形成が促進されるであろう。この間、隆起運動が同時進行しているため、次の海面小上昇期の汀線は前の汀線的位置には到達せず、すでに形成を完了した砂丘の前面が新たな浜堤—砂丘形成の場となると考えられるのである。

以上のように秋田地域では縄文海進最高海面期以降、2度の小海面低下とそれに引き続く小海面上昇が起こっている。最初の海面低下を「縄文の小海退」

(6000年前から4800年前まで)とよび、それに引き続く縄文中期の小海面上昇を「後期縄文海進」と命名して、4700年前頃に始まって4300年前頃に達したとする研究があるが⁸⁾、これらの年代は天王砂丘の形成年代とよく合う。後期の小海面低下は多くの研究者によって「弥生の小海退」とよばれている。その年代については多様な意見があるが、本地域の資料によれば、縄文後期から古墳・弥生時代を含んでいる。また最新の第Ⅲ砂丘の形成はA.D.7~8世紀頃のことである¹⁾。

5. 地殻変動と人間活動の影響

上に述べたように、天王砂丘は縄文海進最高海面期以降の海面小変動に隆起運動の効果が加わって平列砂丘地形が形成された。しかし、能代砂丘は、その形成が全体としては天王砂丘と同時進行しているにもかかわらず、砂丘地形は累重砂丘で非常に対照的である。

能代砂丘では、風成砂の堆積は砂丘形成の全期間を通して現海岸線に沿う幅約1~2kmの限定された地域で進行した。砂丘砂の年代によれば、飛砂の移動は、「弥生の小海退」期に停止したが、それ以外の期間は基本的に一貫して続き、天王砂丘第Ⅰ・Ⅱ砂丘の断続的形成期にも旧期砂丘砂層の堆積は継続している。これらのことは、前記の海水準微変動中も汀線はほぼ同一の位置にとどまり、必要な風力条件が満たされる限り、間断なく飛砂が堆積する条件下にあったことを物語る。

海面低下時に汀線が前進することがなかったのは、砂丘形成期を通して地盤が海面低下の効果を減少するか打ち消すほどの沈降傾向にあったからであると考えられる。このような条件下では海面小上昇期には海進が起こるはずである。しかし、能代砂丘南部の断続的な新砂丘Ⅰb間にある低所の原型は潮流口であり⁴⁾、新期砂丘砂層Ⅱの堆積期を除く完新世の大部分の期間、開口していた。また、背後(東方)には内湾~潟の水域(八郎潟)が広がっていた。このような自然地理学的条件下では、「弥生の小海退」後の海面回復期はもとより、「後期縄文海進」期にも、小海面上昇に伴って潮流口の水深は増加したであろうが、海岸線および八郎潟西縁の湖岸線の位置はそれぞれの海進期までに堆積していた旧期砂丘砂

層の堆積体に阻まれて、大きな変化をしなかったと考えられる。海岸は常に風成砂の供給源である。したがって旧期砂丘砂の堆積は、天王砂丘第Ⅰ・Ⅱ砂丘の断続的形成期にも、海岸線と湖岸線に挟まれた狭い地域で連続的に進行したと考えられる。

以上のように、天王砂丘と能代砂丘は、それぞれの地域が隆起傾向、沈降傾向にあったために対照的砂丘地形となった。男鹿半島は第四紀後期に北東方向に傾き下がる傾動運動を行っており、この地盤の動きはその一環である。またこの運動傾向は測地学的にもとらえられており⁹⁾、現在も続いている。

ところで、能代砂丘における新砂丘Ⅰ・Ⅱと天王砂丘の第Ⅲ砂丘はほぼ同時に形成されている。これらはそれぞれの砂丘地において最も規模が大きい。また、青森県津軽の屏風山砂丘においても同様であり、東北地方北部の日本海沿岸地帯ではA. D. 10世紀前後からそれ以降の時期に、かなり広域的に大規模な砂丘の形成が進行している。このことは後背地における土砂生産量の増加を示唆している。

この10世紀には十和田火山から毛馬内軽石質火山灰が流出した。この火山灰は軽石流とそれに由来する「洪水しらす」層であり、堆積物は一時秋田県北部を流れる米代川の河谷に充満した¹⁰⁾。また、軽石流の流出によって米代川流域の山林が荒廃したことが予想される。これらのことは米代川による日本海への土砂流出量を増加させたことであろう。

また、人為による影響も考えられる。秋田県地方においては7世紀後半においてもなお主たる生産手段は狩猟や採取であった¹¹⁾。しかし秋田城築城(A. D. 759~760)の頃から、律令国家による秋田地方の開拓は本格化した。古代国家形成期頃からの土地利用は、それまでとは異なり、開発が台地・丘陵・山地斜面に向かってかなり組織的に拡大している¹²⁾。古代における本地域の開発の実情は詳しくはわからないが、すでに秋田城などの築城にかなり大量の木材が使用されている。また下って織豊時代には畿内に秋田の杉材が大量に出回り始め、さらに下って藩政時代には山林資源の枯渇と山地の荒廃が表面化し、3度にわたる林政改革を余儀なくされている¹³⁾。このような人為による森林植生の破壊は山地斜面の崩壊を促し、おびただしい量の土砂を河川に供給したと考えられる。このような土砂が米代川・雄物川に

よって日本海にはき出され、大規模な砂丘の形成を導いたのであろう。

6. 日本海中部地震による能代砂丘での地盤災害

能代砂丘では、1983年日本海中部地震の際に大きな地盤災害が発生した。五明光と玉の池は被害の最も集中した地域の一つで、液状化による地盤変形が明瞭に現れた(図-8)¹⁴⁾。この地域では1939年の男鹿地震、および1964年の男鹿北西沖地震の際にも被害が発生しており、地震による地盤災害を繰り返し受けている。

日本海中部地震で発生した地盤災害の分布は著しく遍在し、しかも地形と密接な関連をもっている。すなわち災害は砂丘の内陸側の縁から東部に集中し、海岸側にはほとんど見られない(図-8)。また被害分布地内では、東部の沖積段丘上にほぼ全面にわたって噴砂が集中した。その表層部は水田の畦が東方に張り出しており、東側に流動していることがうかがえる。一方、砂丘東縁部の緩斜面では、標高10m未満の部分に斜面の方向と平行した亀裂が集中している。

災害の遍在はこの地域の地表面が最新の砂丘砂層(Dy-Ⅱ)の分布地で軟弱であり、しかも八郎瀨に面して地下水位が高かったことによると考えられる。

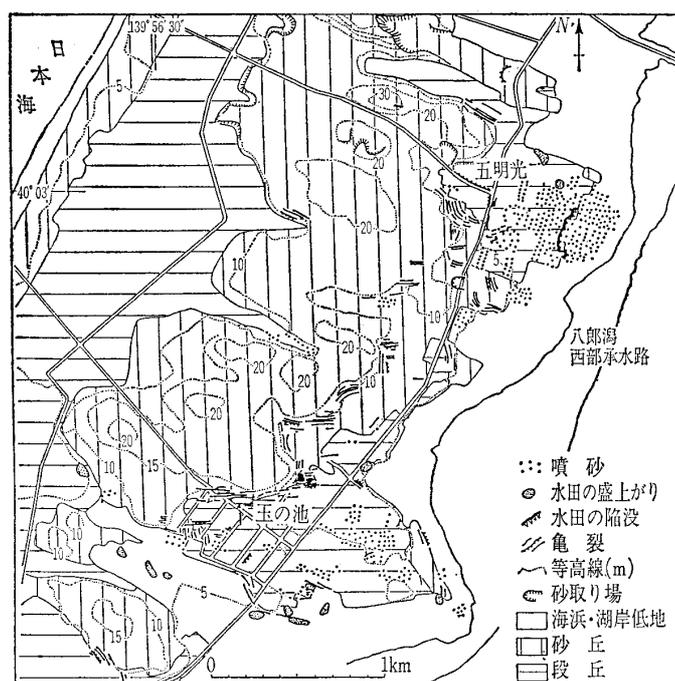


図-8 日本海中部地震による五明光・玉の池地域の地盤災害分布図(文献14)による)

報文-2241

また、上に述べたような災害の分布はこの地域に地震によって地すべりが発生したことを物語る¹⁵⁾。すなわちこの地域では、東部の噴砂集中域に発生した液状化層を一種のすべり面として地盤が東方に移動し、それに伴って地表に各種の波状変形をもたらすとともに、砂丘末端の脆弱な緩斜面はこの移動に伴う伸張力で断ち切れ、亀裂が発生したのであろう。

ところで、液状化した地点の地震前後の地盤調査結果の比較によれば、液状化によって地盤強度(N値)が増加する場合もあり¹⁶⁾、一度液状化した地盤は、沈下による圧密を受けて強度が増し、再液状化しにくいという考えもある。しかし日本海中部地震の際に、青森県内の液状化した地点が、余震で再液状化した事例があった¹⁷⁾。また、上に述べたこの地域の災害分布は1939年男鹿地震の場合¹⁸⁾と似ており、歴史的に見ても地盤災害の発生には再現性がある。

地震によって砂地盤の強度がどのように変化するかは、まだ十分な知識が得られておらず、液状化した地盤も再液状化の可能性を否定できない。それゆえ、五明光・玉の池地域はもとより、液状化した地点を正確に記録しておくことは地震防災対策上重要であろう。

参考文献

- 1) 白石建雄：秋田県八郎潟の完新世地史，地質学論集，No. 36，pp. 47～69，1990.
- 2) 藤 則雄：北陸の海岸砂丘，第四紀研究，Vol. 14，pp. 195～220，1975.

- 3) 豊島吉則・赤木三郎：鳥取砂丘の形成について，鳥取大学学芸学部研究報告，No. 16，pp. 32～45，1965.
- 4) 白石建雄：能代砂丘の構成と構造，北村 信教授記念地質学論文集，pp. 403～412，1986.
- 5) 三位秀夫：海岸砂丘の形成について，第四紀研究，Vol. 4，pp. 5～12，1965.
- 6) 遠藤邦彦：日本における沖積世の砂丘の形成について，地理学評論，Vol. 42，pp. 159～163，1969.
- 7) Pye, K. and Tsoar, H.: Aeolian Sand and Sand Dunes, Unwin Hyman, pp. 148～151, 1990.
- 8) 東北農政局：原町地区地盤沈下調査報告書，p. 161，1979.
- 9) 国土地理院：東北地方の上下運動，地震予知連会報，No. 28，pp. 53～58，1982.
- 10) 平山次郎・市川賢一：1000年前のシラス洪水一発見された十和田湖伝説一，地質ニュース，No. 140，pp. 10～28，1966.
- 11) 新野直吉：古代史上の秋田，秋田魁新報社，p. 244，1981.
- 12) 井関弘太郎：弥生時代以降の環境，岩波講座 日本考古学 2，人間と環境，pp. 165～211，1985.
- 13) 田口勝一郎・塩谷順耳・富樫泰時・松淵真洲雄：秋田県の歴史，河出書房新社，p. 286，1987.
- 14) 白石建雄：1983年日本海中部地震による秋田県若美町北部の地盤現象，秋田大学教育学部紀要（自然科学），No. 34，pp. 139～151，1984.
- 15) 山崎晴雄・栗田泰夫：1983年日本海中部地震の緊急調査，地質ニュース，No. 347，pp. 7～14，1983.
- 16) 土質工学会東北支部：砂地盤の液状化に関するケーススタディ，1983年日本海中部地震被害調査報告書，土質工学会東北支部，pp. 239～267，1986.
- 17) 陶野郁雄・安田 進・社本康広：日本海中部地震における液状化現象とその被害状況，土と基礎，Vol. 31，No. 12，pp. 13～21，1983.
- 18) 大塚弥之助：昭和14年男鹿半島地震の地変，地震研究所彙報，No. 17，pp. 650～660，1939.

(原稿受理 1992. 12. 17)