

## 北海道北部の化石周氷河現象

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 駿台史学会 公開日: 2009-04-18 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 小疇, 尚 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10291/6025">http://hdl.handle.net/10291/6025</a>

# 北海道北部の化石周氷河現象

小 疇 尙

概要 北海道北部には、最終氷期の寒冷気候下に形成された、周氷河地形が低地に広く分布している。ここではおもに、日本海沿岸とオホーツク海沿岸に発達する段丘の新しい露頭に現われた、*involution* 構造土など各種の化石周氷河現象を記載した。さらに、気候条件が比較的広範囲にわたって、ほぼ一樣とみなせるにもかかわらず、場所により出現する化石周氷河現象に違いのあるのは、表層の物質が異なることによると考え、その関係を考察した。

結果は次のとおりである。*involution* は、地表付近に緻密で粘性・可塑性の大きな粘土やローム状の土が存在し、下位にそれとは物理的性質を異にする泥炭、シルト、砂、砂に富む砂礫などの層が堆積した段丘に生じている。構造土は、毛管力の大きな土中に、径数十センチ以下の礫が二〇—三〇%含まれた、段丘や山麓緩斜面に形成されている。凍結破砕礫は、砂岩と火山岩に生じやすく、ことに後者には凍結破砕礫の大規模な集積を生ずる傾向がある。

これら周氷河現象の形成期は、洪積世末から一部現在まで続いている。しかし、その分布と現象の規模は、古いものほど連続的かつ大型であり、かつてかなりの寒冷期が存在し、その後気候が温暖化したことがわかる。おそらく最終氷期には不連続的な永久凍結が存在し、当時の年平均気温は現在のそれより、日本海側で少なくとも八℃低かったとみられる。

## 一、はじめに

氷河が現存せず、しかも最終氷期の氷河の規模や氷舌端高度、氷河成堆積物の年代がまだ良くわかっていない日本列島では、現在の段階で、洪積世後半以降の気候変化を氷河地形によって跡づけるには多くの困難がある。

気候条件から言って氷河地域に隣接する、周氷河地域に発達する周氷河地形は、東日本の山地に現成のものが広く分布している。また過去の寒冷気候下に形成された周氷河地形は、その後気候が温暖化しても、侵蝕によって損われ

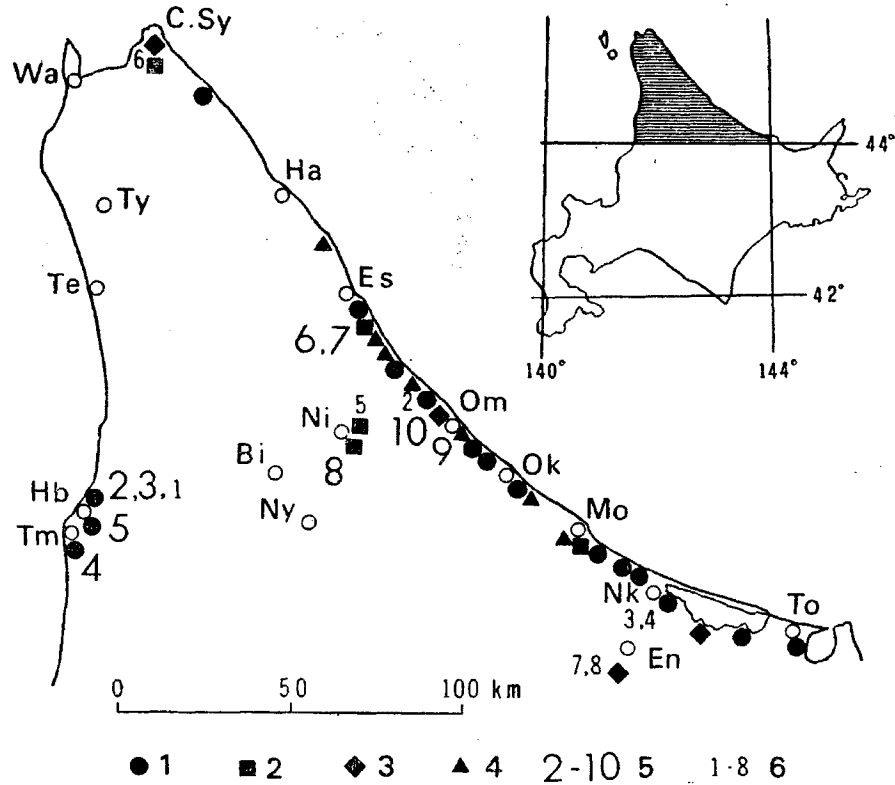
ない限り消滅せず、化石周氷河地形として存続する。したがって化石周氷河地形は、氷河地形とともに、過去の寒冷気候の存在を知る有力な材料として利用できる。事実化石周氷河地形はそのように取扱われて来ており、北海道に限っても、化石周氷河地形の存在とその古気候的意義について、幾つかの研究が発表されて<sup>(1)(2)(3)(4)(5)(6)(7)(8)</sup>いる。

言うまでもなく、地形は気候のみによってその形成が左右されるものではないから、寒冷気候の影響を強く受けて形成された地形と、他の要因の方が大きく働いたとみられるものとの区別が容易でない。一般に対象とする地形の単位が大きくなるにしたがって、相対的に気候の影響は小となるであろう。周氷河地形の場合にも、比較的小規模な地形に気候条件がより強く反映されていると考えられる。したがって、ここで考慮すべき地形の単位としては、凍結・融解による表層物質の移動で生じた微地形が最も適当と言える。これらの微地形は地表下に埋積されれば、表面形態の観察されることは稀で、専ら露頭に断面形態として現われるので、地形と言うよりむしろ現象と呼ぶのがふさわしい。ここでは周氷河現象の語をその意味に用いる。

周氷河現象は限られた範囲内においても各種のものがみられる。これは気候条件がかなり広範囲にわたって均質性をもつものに対して、地形や岩石組織などの地表状態が変化に富むことによると考えられる。つまり同様の気候条件下においても、それを受けとめる側の条件が異なれば、そこに生ずる現象に違いが表われるものと期待される。この研究では過去の寒冷気候下に形成された、各種の化石周氷河現象の特徴を明らかにし、それと表層地質との関係、最終氷期の気温低下量を考察した。扱う地域は日本の最北端部、北緯四四度以北の北部北海道である。観察地点はオホーツク海岸に密で、日本海岸と内陸で粗になっている。新鮮な人工切り取り面以外では化石周氷河現象の認定がきわめて困難なため、当時国道改修工事の最中であつた、オホーツク海岸と羽幌付近を中心に調査したためである。

## 二、調査地域の概観

調査地域と主な観察地点は、第一図に示すとおり、北見山地および天塩山地の沿岸部が主である。基盤の地質は、天塩山地の沿岸部の大部分が新第三系の砂岩・泥岩で、宗谷岬付近の一部に白亜系の砂岩・泥岩、それに玄武岩が分



第1図 調査地域とおもな化石周水河現象観察地点

1. involution 2. 化石構造土 3. 化石岩石原 4. 凍結破砕礫の立ち上がり  
 5. それぞれの図の地点 6. それぞれの写真の地点  
 Tm 苦前, Hb 羽幌, Te 天塩, Ty 豊富, Wa 稚内, C.Sy 宗谷岬, Ha 浜頓別, Es 枝幸, Om 雄武, Ok 興部, Mo 紋別, Nk 中湧別, To 常呂, En 遠軽, Ni ニウブ, Bi 美深, Ny 名寄

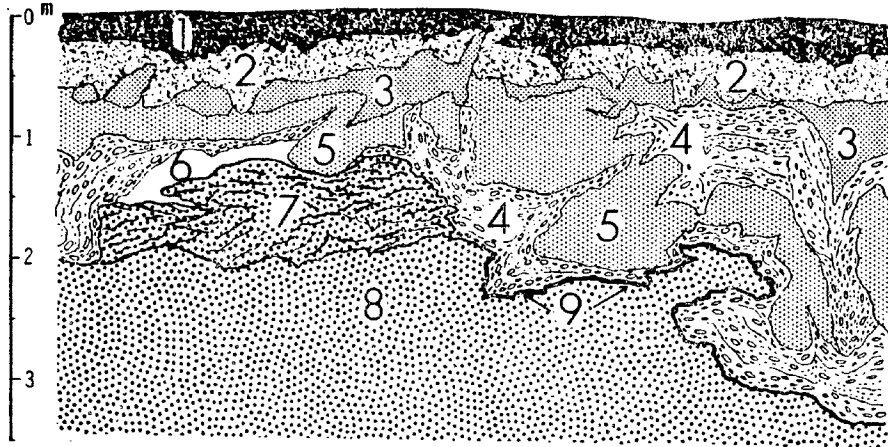
布している。一方北見山地のオホー  
 ツク海沿いの地域には、日高系の岩  
 石とそれをおおって各所に第三紀の  
 火山岩類、火山碎屑岩類が分布し、  
 変化が大きい。沿岸部にはこれらの  
 基盤を切り、あるいはそれをおおっ  
 て、数段の段丘が連続的に発達して  
 いる。<sup>(9)</sup> 阪口豊はそれらの段丘を高位  
 から低位へ、幌別面、築別面(C面)、  
 苦前面(T面)、古丹別面(K面)  
 の四面に分類し、その形成時代と段  
 丘面の変位から知られる地殻運動を  
 論じた。調査地域の海岸沿いの国道  
 はほとんどこれら段丘面上を走って  
 おり、新しい露頭の大部分がここに  
 集中している。段丘の構成物質は場  
 所によって様々であり、それが形態  
 の異なる周水河現象を生ずる原因と  
 なっている。さらにこの地域はいわ  
 ゆる重粘土分布地帯<sup>(11)</sup>であり、T面以  
 上の地形面を広く灰白―青灰色粘土

および礫混り粘土がおおっている。そのほかこの地域の段丘崖、山麓緩斜面には、ソリフラクション堆積物が広く分布している。

### 三、羽幌地方の *involution*

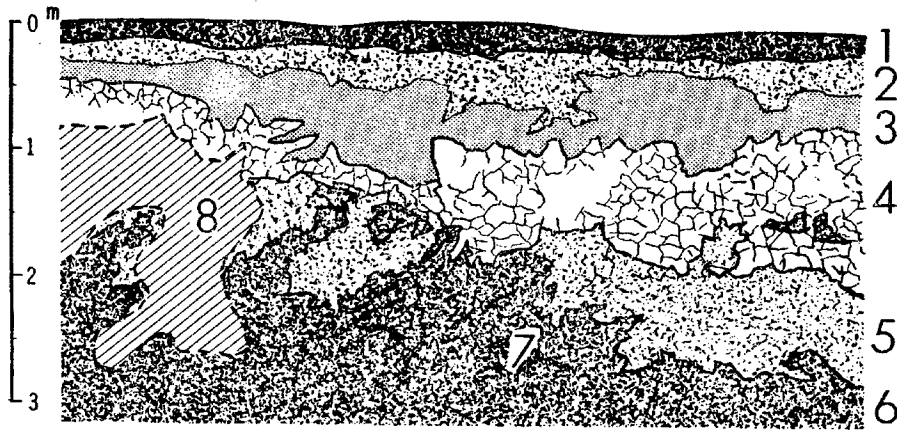
羽幌付近の新第三系遠別層の泥岩は、宗谷地方の泥岩<sup>(12)</sup>と同じく凍結破砕作用に対する抵抗がきわめて弱く、土地の老漁夫の話では、冬期に表面から約三〇センチが凍結し、春先にはその部分が板状に剥離して崩落するという。事実、崖下には径數十センチの板状岩片が散乱している。これら板状岩塊は次いでさいの目状に細片化し、さらに構成粒子大に分解してしまふようである。野外観察によるかぎり、一次的に生産される岩塊の大きさが宗谷地方のものよりやや大き目である以外、両者の分解過程は非常によく似ている。凍結破砕による岩塊の生産量が大きいにもかかわらず、一方では岩塊の再分解が速に行われるため、凍結破砕の大規模な集積はみられない。基盤の凍結破砕に關連して、海蝕崖の後退も著しく、先の老漁夫によればかつてニシン漁の盛んであった頃、段丘面上の漁家から浜へ崖を下る道は、毎年三〇センチほどずつ陸側へ広げなければならなかったという。この値は前記の阪口の論文<sup>(10)</sup>に引用されている、羽幌町中ノ滝の二四年間に一〇・六メートルの海蝕崖後退量にほぼ一致する。

海岸侵蝕による道路の欠損をさけて、海蝕崖上縁の国道を鉄道線路際につけ替える工事で、下ノ滝・羽幌間のエカツナイ<sup>(13)</sup>付近のT面上に浅い切り割りが掘られた。切り割りは断続的に一キロメートル以上続き、その全側面に *involution* が現われた。切り割り北端の *involution* は第二図に示すとおり、地表下数十センチから三・五メートルに形成されている。粘土層、砂礫混り粘土層、砂層が複雑に入り組み、全体的には下層の物質が上層へ貫入したようにみえる。ことに中央部の砂礫混り粘土層はそのような動きを暗示する。地表下二メートル以浅の砂層は霜降り状のクラックによってブロック化し、クラックには粘土が挟まれている。未凝固の砂層に水平に近い割れ目が入るのは、普通の状態では考え難く割れ目形成時には固結状態にあったとみられる。おそらく砂層上部がコンクリート状に凍結し、その中に氷が氷脈状に析出したか、凍結中側面から力が加わって割れたかのいずれかであろう。また砂層の下部にはラミナ



第2図 羽幌のinvolution (エカツナイ, 段丘面, 標高25m)

- 1 腐植土 2 灰褐色粘土, 多角形のクラックあり 3 灰黄色粘土, 多角形のクラックあり  
 4 灰白色砂礫混り粘土 5 黄褐色砂礫混り粘土 6 灰白色粘土 7 クラックが入ってブロック状になった砂層 8 粗~中粒砂 9 盤状斑鉄



第3図 羽幌の involution (エカツナイ, 段丘面, 標高25m)

- 1 腐植土 2 腐植混り粘土 3 灰褐色シルト質粘土 4 灰白色粘土, 泥炭, 砂礫混り, 明瞭な多角形のクラックあり 5 有機質粘土 6 泥炭 7 木片 8 崩土におおわれて不明の部分

が認められるにもかかわらず、上部ほどそれが不明瞭になる。このことは砂層がルーズな状態にある時に上部ほど大きく動かされたことを示している。砂層をおおう灰白色シルト質粘土は、径二センチ以下の小円礫、木片、泥炭片を含んでいる。その上位の黄褐色粘土中には砂礫がかたまって入っている部分もあるが、一般に礫は少なく、それより上の層には礫が含まれていない。図の右端には左側とは反対に、上層の物質が楔状に落ち込んだような構造がみられる。砂層の上縁はこの部分で最も低く地表下三・二メートルにあり、図の範囲からはずれて右へ三メートルで再び地表下二メートルに高まる。すなわち、この部分を中心にして数メートルの間は、砂層の上部がえぐられたような形で周囲よりも上縁が一メートル以上低くなっている。そのみではなく図の左側では、下層の物質が右上がりの傾向を示すのに対して、このV字状部分から右（図の範囲外）では、ここへ向って左上りの形態を表わしている。その状態はV字の中心を軸として、左側を右へ回転投影してもほとんど形が変わらないほど、楔状構造を中心に左右六メートル高さ三メートルの半円内では左右が対称的である。唯一の大きな違いは盤状斑鉄に囲まれて突出している砂の部分<sup>(14)</sup>が、右側では灰白色粘土に囲まれた、巾八〇センチ高さ六〇センチの泥炭のレンズになっていることである。一部を見ればこの楔状構造は ice-wedge cast とみられなくもないが、周囲を含めた全体の構造からは、両側から斜めに突き上げる力が加わって中央が逆に落ち込むか、下方へ巻き込まれたようにもみえる。あるいはむしろ下層の物質がここから突き上げ、周囲がそれに引きずられて盛り上がったとも考えられる。もしそうであれば、上記の構造の大きさからして *palsa* の疑いがある。これが *palsa* の化右であるならば、その形成時に少なくとも不連続的な永久凍結の存在した<sup>(14)</sup><sup>(15)</sup>ことが確実となる。しかしここ以外に同様の構造はみられず、いずれとも判断がつきかねる。

第二図の地点から南へ下るにつれて砂礫が少なくなり、代って有機質粘土、次いで泥炭が灰白色粘土の下位に現われる。泥炭層は約四〇〇メートル連続し、羽幌川に近づくにしたがって再び砂礫が多くなりやがて消滅する。このような泥炭の堆積状態はさらに南方の羽幌、苫前の市街地付近にも認められており、阪口の指摘<sup>(10)</sup>のとおり河川の後背湿地に堆積したものであることを示している。泥炭の存在するところでも、第三図に示す如く地表下〇・五―三メートル付近に *involution* がみられる。融凍攪拌によって動いた上下の巾は、下層ほど大きく、泥炭層ではその巾が一・

五メートルにおよび、一部がちぎれて有機質粘土中に飛んでいる。泥炭層は下部に水平の平行葉理が認められるが、上部は非常に緻密でかつ複雑に動いているため、その見分けがつかない。泥炭層の上部が硬くしまっているのは単なる圧密のほか、上層の重粘土から膠着物質が浸透して固結したのではなからうか。泥炭中に含まれた多数の木片は、下部ではほぼ水平に横わるのに対し、地表下三メートル以浅の層の乱れの著るしい部分では、ほとんどが斜めに立っている。木片が泥炭中に最初から斜めに堆積したとは考えられず、また融凍攪拌に際して木片のみが泥炭中で立ち上がることもありえないであろうから、このような木片の状態は泥炭および重粘土堆積後の層のゆがみがどのようになしたかを示すであろう。それから判断すれば何らかの原因おそらくは凍結に伴って、泥炭層上部に生じた裂け目に粘土が入り込み、凍結・融解による粘土の体積変化によって泥炭層はまくれ上がるような形で押し上げられ、一部が切り離されて粘土中に取り込まれたものと考えられる。

重粘土層には多角形の亀裂が発達する。下層に泥炭を伴う灰白色粘土に特に著るしく、径約三〇センチの多角形の網目模様を作る。網の目はさらに細い亀裂によって径五―一五センチの多角形に細分されている。亀裂の巾は〇・七―一センチで非常に均一であるが、なかには二センチに達するものがある。有機質粘土層では亀裂が少なくなり、一般に泥炭層との境までで止まる。しかし前記の特に巾の広い亀裂はそのまま下へ延び、泥炭中に一メートルほど入り込んでいく。また灰白色粘土と有機質粘土、泥炭との境には必ず亀裂が入る。第三図に向い合った東微南向の法面では、網の目の径が五〇―一六〇センチと大きく、西向のものよりはるかに明瞭であるが、その中の二次的な亀裂はかえって不明瞭である。段丘面はおおむね西へ緩斜し、切り割りはそれにほぼ直交する北微東の方向へ延びている。したがって西向の法面は切り割りで分割された緩斜面の下端に、反対側の法面はさらに下方へ続く緩斜面の下端に位置することになる。亀裂の大きさの違いはこのような地形的条件と面の向きによる、土壌水分と日射の差にもとづくものと考えられる。切ったばかりの面に現われず、若干月日のたった露頭に顕著であることをも考え合わせれば、この亀裂は凍結によるものでなく、乾裂であることが明らかである。

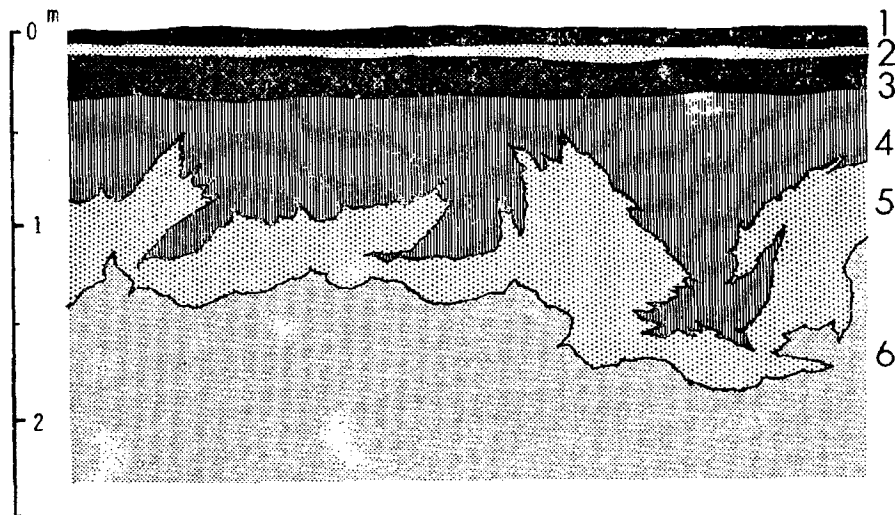
第三図の地点から南へ三〇メートル、泥炭分布域の南端では、これまで泥炭の占めていた層準にわずかに礫を含む



砂が現われる。ここでも砂層の上部が灰白色粘土層中に突き上げた形の *involution* が形成されている。その状態は写真一に示した。ほぼ二メートル間隔で砂が波状に持ち上がり、写真中央の折尺の周囲では礫混りの砂と粘土が、霜降り状に入り組み粘土中に礫が混入している。砂と粘土の境には鉄が盤状に集積しており、形態の複雑な割にはその境が明瞭である。砂の山と山の間には泥炭ないし有機質粘土のレンズが灰白色粘土中に挟み込まれて存在する。これらのレンズの上縁はほぼ同じレベルでそろっており、突出した砂の頭より上へ出ることはない。このような状態からみて、次のような成因が考えられる。最初砂を核とする *hummock* があり、その間の凹みに泥炭が堆積した後全体が粘土におおわれ、埋没 *hummock* となった。その後埋没 *hummock* の頭を破って粘土中に砂が貫入し、あるいは一部連がっていたかも知れない泥炭を完全に切り離した。

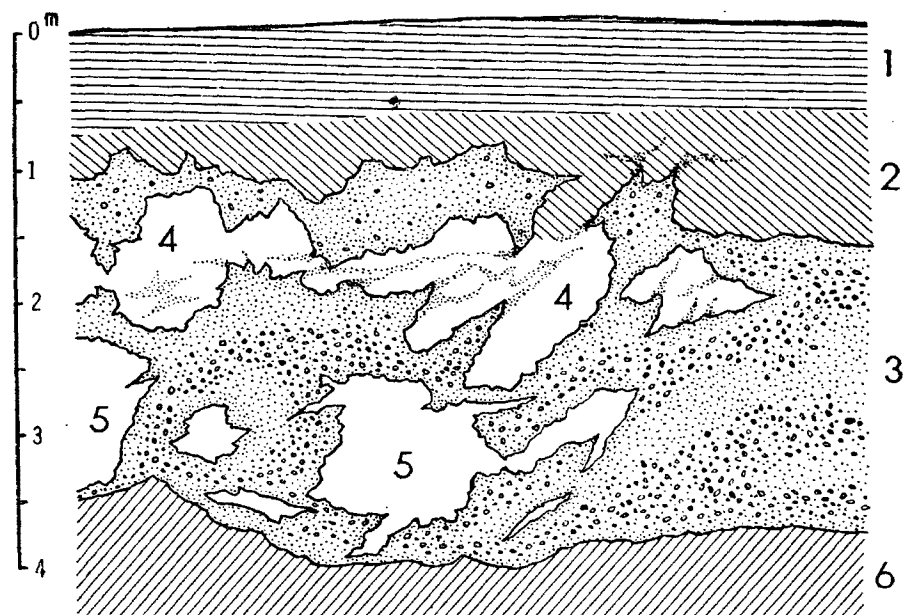
写真二は雄武北西十数キロメートル、枝枝幸<sup>(えだえき)</sup>の沖積地にみられた化石周氷河現象で、写真一のものと同様泥炭のレンズが砂礫層表面の凹凸をおぎない合う形で堆積している。礫層は上下五〇―八〇センチ、巾一・五―二メートルの振巾で波状にうねり、それをおおう土層もそれに対応して変形している。泥炭から上の表層には下層のゆがみが表われておらず、掘り上げられた土砂の向う側の地表にも地表下の構造を反映したような微地形は存在しない。これは根釧地方にみられる埋没 *hummock*<sup>(16)</sup> と、形態的に全く同一のものと認められる。筆者らは他の地域での観察結果から、*involution* の一部は埋没 *hummock* の断面形であると考えたが、写真一、二はその見解が正当であることを示している。このタイプの *involution* の発達段階から言えば写真二がいわば初期段階で、寒冷期がなお長期にわたれば礫層の頭の部分がさらに突出し、写真一の状態となるであろう。

阪口<sup>(10)</sup>はこの地方の泥炭の花粉分析から、T面形成期の気候を、現在よりも年平均六℃前後寒冷で、北海道山岳気候ないしサハリン中部気候に相当するとし、面形成の時代がヴェルム氷期の一時期に当るとした。最近、矢野牧夫<sup>(17)</sup>によって羽幌の泥炭層に対比される、昔前のT段丘堆積物中の泥炭層最上部の<sup>14</sup>C年代測定値が28,600<sup>+2,400</sup> y. B. P. と報告され、その推定の正しいことが裏付けられた。昔前では泥炭分布範囲に化石周氷河現象の観察に好適な露頭がなく、同じT面上の三豊付近の切り割りに、第四図の *involution* がみられた。図の最下層部のシルト層は、他の文献中の柱<sup>(17)(18)(19)</sup>



第4図 苫前の involution (三豊, 段丘面, 標高30m)

- 1 腐植土, 砂混り 2 灰茶色砂 3 腐植土, 砂混り 4 明茶褐色火山灰  
5 灰白色細粒砂 6 灰褐色シルト (砂質)



第5図 羽幌の involution (羽幌スポーツ公園, 段丘崖, 標高45m)

- 1 灰褐色粘土 2 黄褐色粘土 3 砂礫 4 灰白色粘土, 砂の葉脈状薄層あり  
5 灰白色粘土, 砂礫を含まない 6 青灰色粘土, 礫を含む (表土は剝離されている)

状図から判断して、泥炭層よりも上位にあるものと予想される。したがって、泥炭堆積時からその後の粘土あるいは火山灰堆積後まで、かなりの長期間寒冷気候が継続し、しかも泥炭堆積後に最寒冷期があったとみられる。

これまで *involution* と記載した堆積構造は、海成の未凝固堆積物や堆積岩中にみられるコンポリューション、ロードキャスト、フリューム構造などと呼ばれているものに非常に似ている。いずれも初生的な堆積構造ではなく、物理的な続成作用の結果生じたものであって、形態のみから *involution* を識別することは困難である。羽幌地方のT面上のものはいずれも地表下〇・五―三メートルに生じており、しかも陸成層中であって荷重による変形とは考え難い。数百メートルにわたる切り割りに、地割れや小断層の類が全く見られないので、強い地震による噴砂現象とも無関係である。したがってこれらの層の乱れは融凍攪拌によるものとしか考えられず、周氷河性の *involution* と断定できる。とは言え、現在のように地下水位が低く粘土や泥炭がかなり固まっている状態では、それらの層が複雑な動きをすることはないであろう。動きは現在より土壌の含水比<sup>(10)</sup>が大で、物質が流動しやすい状態下に生じたこととみられる。泥炭堆積時は気候が現在よりかなり寒冷で、しかも当時の河床のレベルが現在の段丘面のレベルにあったことも確実であるから、寒冷なうえに地下水位が高く *involution* 形成には好都合であった。しかしその後海面および河床が急速に低下し、かつての低地が段丘化したにもかかわらず、*involution* の形成は続いている。と言うよりはむしろ段丘化以後にその発達が著るしい。おそらく段丘化による地下水位の著るしい低下も、地形的な排水条件の好転による土壌水分の減小もなかつたとみられる。しかし、北海道北部で最終氷期に降水量が増加したとはとうてい考えられず、鈴木秀夫<sup>(4)(20)</sup>によればむしろ当時、冬期にほとんど降水がなかったという。そのような地形および気候条件の下で、なおかつ地表が湿润状態にあったとすれば、何らかの原因で地表に多量の水が集積されとともに、地下へは浸透し難かつたと考えるほかない。その原因としては不透水層の存在が予想される。しかし、*involution* のみられる層準直下には不透水層として働くような地層はない。しかも氷期にのみ不透水層が存在したとすれば、それは凍土層以外の何物でもない。凍結の影響が三メートルに達するところから、最寒冷期には凍土層の下部は年中ほとんど融解せず、おそらく不連続な永久凍結の状態にあったとみられる。

T面の背後、C段丘前面の段丘崖には、さらに規模の大きな化石周氷河現象が見られる。第五図はその一例で、砂礫層が引き裂かれてそこへ粘土が入り込んだような形態の *involution* である。砂礫層を全体に右下へ押し下げれば、粘土を挟み込んだ裂け目がほとんど接合してしまふようにみえる。挟み込まれた粘土はこの断面で見ると、礫層の上下にある粘土層から切り離されている。堆積当初にこのような状態で粘土が礫層中に入り込んだはずはなく、段丘崖を上位段丘の堆積物がソリフラクションによって流下する際に生じたものと考えられる。おそらくこの *involution* はソリフラクション堆積物の内部構造を示すものである。永久凍結帯の緩斜面には氷を核に持つ *mound* が形成されやすいので、その化石であるかも知れない。このように重粘土が段丘礫と入り混じって、下位面へ流下したとみられる例は、興部付近、紋別—中湧別間などでしばしば観察される。T段丘背後の段丘崖の勾配はきわめて緩かで、羽幌付近では一〇分の一—二〇分の一に過ぎない。背後の段丘崖からせいぜい二・三〇〇メートルしか離れていない羽幌の切り割り(第二、三図、写真一)に灰白色の重粘土が存在するのに、それから二キロメートル以上離れた位置にある苔前の露頭(第四図)には重粘土がみられない。オホーツク沿岸でも同様の関係が観察される。このような事実はT面上の灰白色の重粘土の少なくとも一部が、本来T面上にあったものではなく、上位面からソリフラクションによってもたらされたものではないかとの疑いをいだかせる。

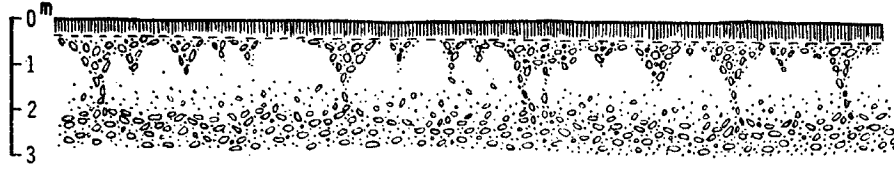
典型的な重粘土はC面上に分布し、しかも、C面上の重粘土層中には最も大規模な融凍攪拌現象がみられる。その一例として中湧別東方五キロメートル、国道と東九線の交差点付近のC面の切り割りに現われた、*involution* を写真三、四に示す。灰白色粘土中の暗灰色の有機質粘土や鉄に汚染された褐色の斑紋が、あたかも墨流しを思わせる見事な模様を、高さ三・五メートル、延長二〇〇メートルの法面全面に見せている。写真三の針葉樹の下には明瞭な楔状構造も認められる。これは *ice-wedge cast* の疑いが濃厚であるが、別に論ずる予定であるのでここでは触れないことにする。この地点のほか、中湧別北西方の沼ノ上、水谷付近でも、地表下四メートル以上に達する *involution* が認められた。これらC面上の化石周氷河現象は二度の水期を経ているものと推定される。

#### 四、オッチャラベの化石構造土

宗谷岬から枝幸に至る間は良好な切り取り面が少なく、浜鬼志別のT面上に *involution* 目梨泊付近で凍結破碎礫の立ち上がりが見られたに過ぎない。枝幸以南では写真二の枝幸までの間に、顕著なものに限っても幌別川右岸の川尻、ツシマコタン、オタルベンに *involution* が、オッチャラベに化石構造土、岡島、徳志別、フウレップ、幌内に凍結破碎礫の立ち上がりが見察された。これらはいずれも海拔一〇メートル前後のK面上のものである。

このうち、オッチャラベ川左岸の八メートルの独立標高点から段丘末端まで、一五〇メートルの国道切通しに見られる化石構造土は、これまでに筆者が観察したものうち最も見事なものの一つである。第六図は比較的露頭の状態の良い個所のスケッチで、一七メートルの間に大型のものが五、小型を含めると一五の礫質構造土粗粒部分が数えられる。この露頭には最初の観察時から六年後に、再び訪れる機会があった。両度の写真を比較すると、前回の写真に写っている礫の多くが抜け落ち、代って新しい礫の現われているのがわかる。しかし粗粒部分の形や数には変化が認められなかった。第六図に向い合う法面の新鮮な切り取り部分で、段丘礫層が火山灰の疑いのある茶褐色ローム状の土中に凍上し、腐植土直下に二メートル強の間隔で集積して、構造土の粗粒部分を形成している様子を見ることができ(第七図)。礫は径二〇センチ程度のものが最大で、径五センチ以下のやや偏平な火山岩類の亜角ないし亜円礫が多い。土中の礫と粗粒部分の礫は立ち上がる傾向が強いが、粗粒部分の間の礫のまばらな部分では横たわっており、このレベルが構造土形成時の地表であったことを示している。このような断面形の特徴は、東日本の高山に見られる現成の礫質構造土のそれと同様である。ただし、表面形態を確めることはできなかった。

化石構造土はこのほか、玄武岩からなる紋別山の山麓緩斜面と、それに続く段丘、安山岩の山に囲まれたニウプ盆地にも見られる。第八図のニウプの山麓緩斜面の上のものは、火山灰様の土中に安山岩角礫が凍上して構造土を作っている。礫径、粗粒部分ともにオッチャラベのものよりも大型である。写真五は扇状地礫層からの礫が、砂混りの火山灰様土中に凍上して構造土をなすもので、粗粒部分が地表に現われている。草が生い茂っていて良くはわからない



第6図 オッチャラベの化石構造土（枝幸南方11km，段丘面，標高8m）



第7図 同上の一部（上の道路反対側の露頭）

- 1 腐植土 2 漂白層 3 構造土の粗粒部分 4 茶褐色ローム状の土，礫混り  
5 段丘礫

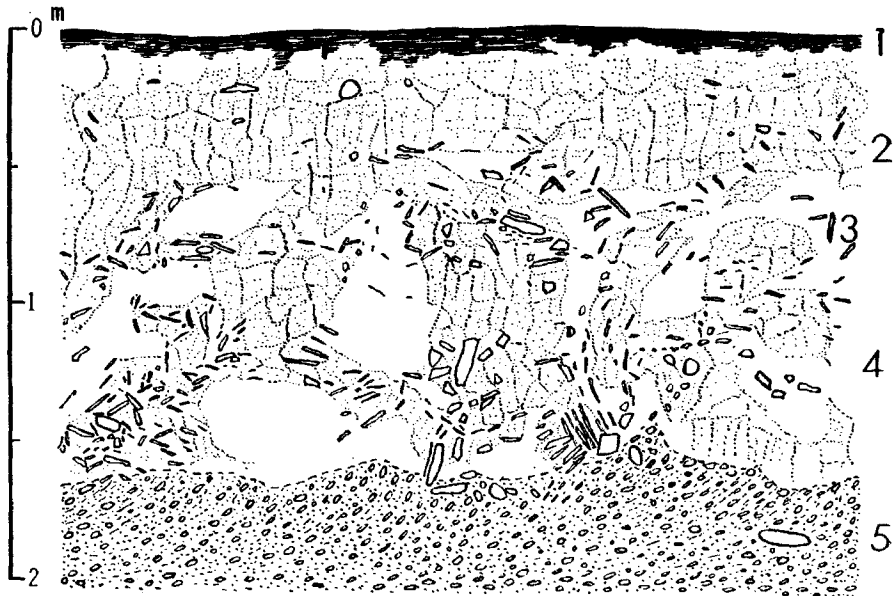


第8図 仁宇布の化石構造土（ニウブ駅南西1.6km，山麓斜面，標高270m）  
1 腐植土 2 構造土の粗粒部分 3 明褐～明茶褐色ローム状の土，礫混り 4 黄灰色角礫混りの土

が、円形または多角形土らしく思われた。三例とも大きな礫ほど地表に近く、かつ粗粒部分中に位置している。

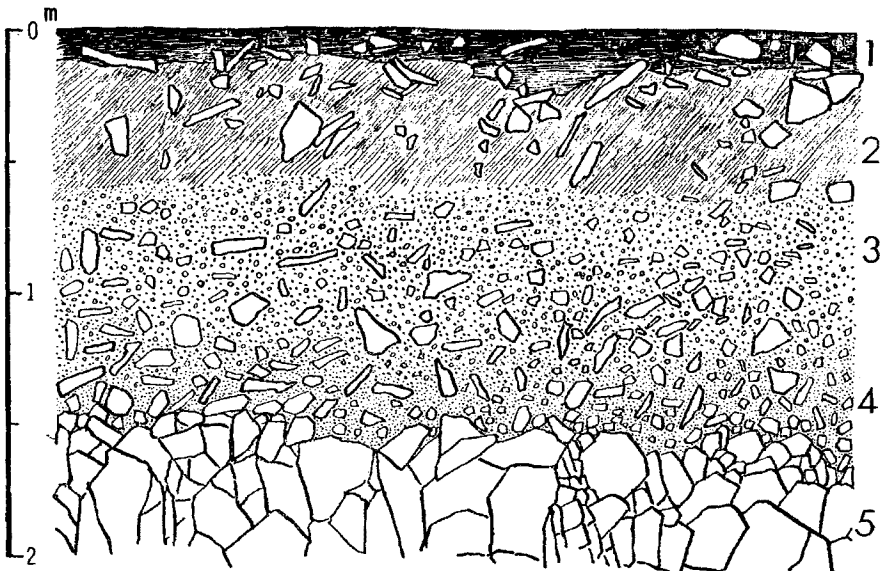
## 五、雄武付近の融凍攪拌土

雄武測候所わきのK面を切る露頭に、段丘礫層をおおう角礫混りの土が観察される(第九図)。段丘礫はほとんどが径二センチ以下の古生層と安山岩の円礫で、なかに若干の流紋岩礫を含む。流紋岩礫は他よりもやや大きく径三センチ程度のもが目立ち、なかには長径二〇センチのものも見られた。いずれも良く円礫されている。礫の淘汰も良好で、マトリックスは砂である。これをおおう含角礫土中の礫は最大径二〇センチ、大部分が径一〇センチ以下、厚さ〇・五—一・五センチの流紋岩の板状角礫である。なかには段丘礫層から取り込んだとみられる円礫も多少含まれており、図の中央やや左寄りでは地表下二〇センチにまで達している。しかし逆に段丘礫層中に角礫は全く含まれていない。土中の板状角礫は立っているものが多く、しかも礫の密に集まった部分とまばらな部分がある。角礫が集まっているのは、緻密な茶褐色のローム状の土の部分で、ここには短冊状のクラックが発達する。一方角礫のまばらな部分は段丘礫層に由来する、径二センチ以下の小円礫混りで砂質の粘性にとほしい灰褐色の軽い土で、ここにはクラックがない。両者は *involution* 状に入り組んでいるが、それと角礫の配列が示す全体のパターンに注目すれば、土層全体が右から左へ回転運動を伴ないつつ流動したように見える。また段丘礫層の上部五〇センチには層のゆがみが認められ、含角礫土層との不整合面も波状を呈する。以上の堆積状態からみて含角礫土層が河成堆積物ではなく、段丘礫層を切って堆積した、マスウエスティングによる堆積物であることは明らかである。しかもここでは山崩れや土石流は考えられず、ソリフラクション以外の可能性は全くない。この露頭から背後の段丘崖までの距離は二〇〇メートル、一段上の段丘崖まで六〇〇メートルある。そのいずれからこれがもたらされたかは不明である。K面をおおっている以上、それより上位の地形面はすべて融凍攪拌を受けているはずであり、双方からのものを含んでいる疑いが十分ある。一般にこの種の堆積物中に含まれる礫は板状角礫で、立っているものもあるが、地表にほぼ平行に堆積しているものの方が多い<sup>(23)(24)</sup>。ここで礫の立ち上がり傾向の強いのは、段丘面の傾斜が非常に緩かであるため流下速度が遅く、



第9図 雄武の融凍攪拌土（雄武測候所横，段丘面，標高15m弱）

- 1 腐植土 2 茶褐色ローム状，角礫を含む 3 流紋岩角礫 4 灰褐色やや砂質の部分，小円礫を含む 5 段丘礫



第10図 雄武・曙の凍結破碎礫と融凍攪拌土（元稲府南西0.8km，段丘崖，標高25m弱）

- 1 腐植土 2 茶褐色ローム状，角礫混り 3 角礫小円礫・砂，粘土混り 4 岩片・細粒碎屑物，粘土混り 5 凍結破碎された基盤（流紋岩）



相対的に凍上の影響が強くなったためであろう。

融凍攪拌土が基盤の凍結破砕礫を取り込み、斜面を流下する状態は、第九図の位置から北西へ二・五キロメートル離れた、雄武町曙の旧殖民軌道の切り通しとその付近の露頭に現われている。切り通しはK面背後の緩斜面化した段丘崖を、基盤まで切って数百メートル続く。第一〇図はその一部である。腐植土の下には多数の径三〇センチ以下の流紋岩角礫と、円磨された日高系の小・細礫をまばらに含む、粘性の強い茶褐色のローム様の土がある。その下位が多数の日高系小円礫に流紋岩角礫の混ざった砂に富む、灰褐色―淡青灰色の重粘土状の土となる。この層は段丘礫層に角礫と粘土が混入したものであるが、層厚の変化が著しく、これを欠くところもある。上部のローム様土層との境は凹凸が激しく、入り組んでいるところもあるが、色調の違いのため一般に明瞭である。この層と凍結破砕された基盤との間に、おびただしい量の流紋岩角礫と細岩屑を含む青灰色粘土が存在する。上層との境は出入に富み一部は漸移している。したがって層厚の変化が大きいが、この層は必ず存在し、基盤の割れ目にも粘土が挟まれている。基盤の流紋岩は著るしく凍結破砕されており、露頭の最下部で見てもこれが *in situ* のものなのかどうか判断がつかねるほどである。いずれにせよ凍結破砕礫は一方で細片化しつつ、凍上によって上部の層中に混入し一部が地表まで達した。その間表面層はマスとして流動し、その過程で段丘礫層と粘土の混合、ローム様土層への段丘礫の混入も行なわれたとみられる。ソリフラクションによる流動速度は上層ほど大である。したがって単位時間における移動距離も上層ほど大きく、移動距離が伸びるほど、下位の層から姿を消し、それに代る新しい物質を取り込まない限り、先端では最上位層しか存在しないはずである。第九図の露頭に現われているものは、おそらくこの最上部層であろう。

同様のものは、紋別山やサロマ湖南岸の丘陵や段丘にも見られ、いずれもポヘミア山地の緩斜面堆積物によく似ている。また若生達夫<sup>(2)(3)(6)</sup>によって cryopediment と呼ばれた緩斜面をおおって、広く分布する斜面堆積物もおそらく同種のものであらうと思われる。

## 六、化石周氷河現象と表層物質との関係

北海道北部に広く分布する各種の化石周氷河現象は、上記諸地点での観察から地表を構成する物質との間に深い関係のあることがわかる。しかし両者の間にはたして定量的な相関関係が認められるかどうかの、厳密な検討は行っていない。したがって以下に述べる両者の関係は、野外観察の結果知られた一般的傾向を示すものである。周氷河現象の形成に関与する地表の条件としては、ほかに地形、植生、水分などをあげることができるが、それらについては触れない。

involution は、凍結・融解の影響が及んだ深さまでの間に、緻密で粘性・可塑性の強い重粘土、火山灰あるいはいわゆるローム状の土が存在し、その間かその下位に砂、砂礫、シルト、泥炭など物理的性質の異なる層があれば、ほとんど例外なく生じている。involution 形成には細粒物質の存在を必要条件とするが、たとえ細粒土層におおわれていても、粗大な礫からなる崖錐堆積物や扇状地礫層との間には形成されていない。このことは細粒物質層が凍結・融解によって体積変化を生ずることと、可塑性物質としてのふるまいをすることに関係するとみられる。砂層や砂に富む砂礫層は凍結・融解によって体積が変化せず、<sup>26)</sup>ルーズな層内に変形の力を蓄えることができないので、自ら変形することがなく可塑性の強い層の変形によって、いわば他動的に動かされるにすぎないであろう。ただしこれが凍結した場合には物理的性質が一変し、含水比如何によって氷から岩石までの間の固体としての性質をもつことになる。クラックが入りブロック化した砂層や砂礫層は、それが凍結に際して岩石の凍結破砕と同様の作用を受けたことを示している。また粗大な礫からなる礫層は細粒物質の体積変化や変形に、層として対応することがなく、動くとなれば個々の礫が独立して動くため、involution にならないのであろう。この場合にはむしろ礫の立ち上がりや構造土を生じている。

礫質構造土は火山灰および火山灰類似の土が、凍結破砕を受けやすくしかもそれによって、径数センチ以上数十センチ以下の礫を生産しやすい基盤岩か、同程度の礫に富む砂礫層を直接おおう場合に見られる。両者の間に砂層が介

在したり、灰白―青灰色の典型的な重粘土に直接おおわれているところには生じていない。礫の立ち上がりについても全く同じことが言える。礫の凍上とそれに伴う構造土の形成には、毛管力の強い細粒土が重要な役割を果たすとみられ<sup>(27)</sup>、しかも火山灰が最もその条件をよく満たしているようである<sup>(28)</sup>。砂や重粘土はその点が大きく異なり凍上性がないため礫質構造土が発達し難い。礫と火山灰あるいはローム状の土との混合比も重要な要素の一つで、礫質構造土の粗粒部分を中心に巾二メートル、凍上の影響が及んでいる深さまでの範囲内の、断面における礫と土の見かけの比率は調査地域では二〇―三〇%の範囲内であった。これより礫が少なければ、単なる礫の立ち上がりか含角礫土層となる。雄武測候所わきの融凍攪拌土では、その値が約七%である。礫の量が先の範囲よりも多くなれば、礫の淘汰される余地がなくなり、石畳や角礫乱層<sup>(1)(4)</sup>と呼ばれている凍結破碎礫の集積体となる。

凍結破碎礫の立ち上がりと凍結破碎礫の集積は、この地区では砂岩と火山岩の分布地にほとんど限られている。砂岩のものとしては、宗谷岬の白亜系砂岩、第三系砂岩、徳志別と目梨泊の日高系砂岩に代表的なものが見られる。火山岩類のものは著しく規模が大きい。前述の雄武の流紋岩をはじめ、写真六に示す宗谷・丸山の玄武岩、写真七、八の遠軽南方の流紋岩地域に顕著なものが存在する。本論の範囲外ではあるが、北見地方の安山岩地域にほう大な化石岩石原、岩塊流の存在するのを、一九七一年夏多田文男教授の案内で見ることができた<sup>(29)</sup>。札幌付近の火山岩地域にも同様のものがあり、一部では斜面を流下して段丘をおおっているのが知られている。凍結破碎礫は凍結破碎によって岩塊を生じやすく、しかも一次的に生産された岩塊が二次的、三次的に分解しても、容易に構成粒子や結晶大に細粒化しない岩石に生ずるはずである。火山岩と砂岩、ことに安山岩はそのような性質を、最も良くそなえているようであり、泥岩がその反対の極にあると言える。

## 七、化石周氷河現象の形成時代

本地域ではC面から沖積地まで、すべての地形面に化石周氷河現象が見られる。しかも道東地方のような適当な鍵層にとぼしいので、形成時代を正確におさえるのは困難である。ただ現象の規模と分布の連続性から判断すれば、お

よそ次のようなことが言える。C面上には最も大規模な化石周氷河現象が見られる。T面とその背後の段丘崖のものはそれと同等か、それよりもやや規模が小さい。K面上のものは融凍攪拌の及んだ深さが、せいぜい一・五メートルでT面のその半分にしか過ぎない。K面背後の段丘崖のものも、一段上位の段丘崖のものに比べて小規模である。沖積面では明瞭なものが非常に稀で、代表的なものは枝枝幸に見られた埋没 hummockのみである。沖積面背後の段丘崖は急傾斜で切り立っており、ソリフラクションを生じた形跡がほとんどない。各段丘背後の崖はその段丘面とほぼ同時に形成されたものであるから、要約すれば、T面形成時からK面形成時までの間に融凍攪拌の激しかった時期があり、K面形成時から沖積段丘形成時までの間も融凍攪拌がやや活発であったが、その後はほとんど現在と変らな  
いと言える。なお最も規模の大きなC面のものは、二つの氷期のものがオーバーラップしているとみられる。T面のものも同様に、その後の寒冷期のものが重なっていると考えられる。しかしK面のものは規模が小さいばかりでなく活動期間も短かったと予想される。しかもオタルベンの *involution*、オッチャラベの構造土など、火山灰の降下によって発達が助長されたとみられるものが多いことから、その影響は無視しうるであろう。

周氷河現象の発達規模は融凍攪拌の活発さの程度またはそれが及んだ深さに関係し、それは同時に寒さの度合いを示すとみて良いであらう。とすればT面からK面への時代が現在よりもかなり寒冷、K面から沖積段丘への時代がやや寒冷、それ以降は現在とほぼ同様の気候であったとみなされる。T面の泥炭が二八、六〇〇年前とされているから、その直後あたりに最寒冷期があり、その後温暖化に向ったと言える。北海道北部の化石周氷河現象から得られた最終氷期以降の気候変化の傾向は、同様の方法で知り得た道東地方のそれと軌を一にしており、花粉分析から推定された気候変化曲線とも矛盾しない。

ここでは確実と思われる ice-wedge cast と palsas の化石が発見されていないので、最寒冷期の年平均気温を推定するのがむづかしい。しかし融凍攪拌の深さがT面で三メートルに達するのに対して、K面では一・一・五メートルでその中間がないこと、三メートルの凍土は一年間で融けきれないとみられることから、T面上には一時期永久凍結が存在したが、K面形成期頃までには消滅したと考えられる。灰白―青灰色の典型的な重粘土がK面以下に見られな

いことも、あるいはこれと無関係でないかも知れない。T面形成後永久凍結があったにしても、不連続な永久凍結であったに違いない。その推定が正しければ、不連続永久凍結地域の南限の年平均気温はマイナス一〜マイナス四℃とされているから、<sup>(14)</sup><sup>(30)</sup><sup>(31)</sup>現在年平均気温約七℃の日本海沿岸地方では、当時のそれが現在より少なくとも八℃低かったことになる。

## 八、結論

北海道北部の日本海、オホーツク海沿岸に発達する段丘と緩斜面の各所に、*involution* 化石構造土、礫の立ち上がり、化石岩石原などの化石周氷河現象が認められる。それらは同じような気候下にあっても、それを受け止める地表の諸条件の違いによって、そこに生ずる形態を異にしている。

表層を構成する物質との関係についてみると、次の諸点を指摘できる。*involution* は粘性・可塑性の大きな重粘土、火山灰、いわゆるローム状の土および、それらと砂、砂礫、シルト、泥炭がともに存在するところに見られる。構造土は、毛管力の大きな土に礫が二〇〜三〇%混在したところに形成されている。火山岩と砂岩は凍結破砕礫の集積体を作りやすく、ことに前者にその傾向が著るしい。

本地域には最終氷期の最寒冷期に不連続な永久凍結の存在した可能性が強く、当時の年平均気温は現在のそれより日本海側で少なくとも八℃低かったと推定される。

現地調査は一九六五・七・八年に行ない、浜頓別以南のオホーツク海岸の国道の約三分の二を徒歩で調べた。一九七一年夏、文部省科学研究費(総合研究)「寒冷地帯に於ける山地の砂礫生成と平野の洪水型」(代表者・多田文男)の合同現地調査の際に、多田文男、岡山俊雄、内田実、田渕洋の諸先生に同行して、網走から稚内までオホーツク海岸を改めて見る機会を得、以前の調査の不備をおぎなうことができた。上記諸先生に謝意を表する次第である。調査費用の一部は同科学研究費によった。

### 注

(1) 鈴木秀夫(一九六〇)北海道北部の周氷河地形、地理評、三三卷、十二号、六二五―六二八頁。

- (2) Wako, T. (1961) : River terraces and gentle slopes along the Shokotsu River, northeastern Hokkaido. *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), No. 10, pp. 39—49.
- (3) Wako, T. (1962) : River terraces and gentle slopes along the Tokoro River—Geomorphological study in northeastern Hokkaido (2). *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), No. 11, pp. 31—43.
- (4) 鈴木秀夫 (一九六二) 低位周水河現象の南限と最終氷期の気候区界、地理評、三五卷、二号、六七—七六頁。
- (5) 鈴木秀夫・野上道男・田淵洋 (一九六四) 化石周水河現象の観察、第四紀研究、三卷、三号、一六七—一七七頁。
- (6) Wako, T. (1966) : Chronological study on gentle slope formation in northeast Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), No. 15, pp. 55—94.
- (7) 野川潔・小坂利幸・松井愈 (一九七二) 十勝平野における後期洪積世の周水河現象とその層準 (第一報)、第四紀研究、十一卷、一号、一一—十三頁。
- (8) 小崎尚・野上道男・岩田修二 (一九七二) ひがし北海道の周水河現象に関する二、三の問題点、第四紀研究、十一卷、一号、四一—四二頁。
- (9) 渡辺光 (一九三二) 北海道地形誌概報、地理評、七卷、十一号、一一—十九頁。
- (10) 阪口豊 (一九五九) 北海道の新しい地質時代の地殻運動、地理評、三二卷、八号、四〇—四三二頁。
- (11) 重粘地グループ (一九六七) 北海道北部の土壌、北海道開発局、一九五頁。
- (12) 福田正巳 (一九七〇) 凍結—融解による岩石の風化について、地理評、四三卷、七号、四〇—八頁。
- (13) 昭和四七年二月発行の新しい二・五万分の一地形図ではエカツナイという地名はなくなっている。下ノ滝も駅名はそのままであるが、字名が汐見に変わっている。したがってこの地形図では汐見と北町の間地点にあたる。
- (14) Rapp, A. and Annersten, L. (1969) : Permafrost and tundra polygons in northern Sweden. *Péwé. T. L.*, (Editor), *The periglacial environment: past and present*. Montreal, McGill Univ. Press, pp. 65—91.
- (15) Friedman, J. D., et al. (1971) : Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. *Photo interpretation and field studies. Geogr. Ann.*, 53 A, Nos. 3—4, pp. 115—145.
- (16) 高倉祐一・田上龍一 (一九七二) 根釧原野の化石周水河現象、地理評、二、五二—五三頁。

- (17) 矢野牧夫 (一九七〇) 北海道苫前付近における含アカエゾマツ泥炭層の<sup>14</sup>C年代、地球科学、二四巻、三号、一一二—一二二頁。
- (18) 対馬坤六・松野久也・山口昇一 (一九五四) 五万分の一地質図幅説明書「苫前」、地質調査所。
- (19) 松野久也・山口昇一 (一九五五) 五万分の一地質図幅説明書「羽幌」、地質調査所。
- (20) 鈴木秀夫 (一九六一) 冬型降水の及ぶ範囲について、地理評、三四巻、六号、三二二—三二六頁。
- (21) Sharp, R. P. (1942) : Ground-ice mounds in tundra. Geogr. Rev., Vol. 32, pp. 417—423.
- (22) 更別グループ・藤則雄・朝比奈正二郎 (一九六六) 稚内・サロベツ地域の第四系、第四紀研究、五巻、一号、一一—一二頁。
- (23) 小疇尚 (一九七一) 台湾・合歡山東峰付近の周水河地形、東北地理、二三巻、四号、二一九—二二五頁。
- (24) Potts, A. S. (1971) : Fossil cryonival features in central Wales. Geogr. Ann., 53 A, No. 1, pp. 39—51.
- (25) Czudek, T. (1964) : Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in northern Moravia. Biul. Perygl., No. 14, pp. 169—193.
- (26) 中谷宇吉郎・荒川淳 (一九四四) 凍結による土壌の体積変化について、低温科学、第一輯、六七—七八頁。
- (27) 小疇尚 (一九六五) 大雪火山群の構造土、地理評、三八巻、三号、一七九—一九九頁。
- (28) 山田忍・田村昇市・山内正視 (一九五五) 火山性土の凍結並びに融凍作用が土壌と作物に及ぼす影響とこれが対策に関する研究 (第三報)、土肥誌、二五巻、六号、二七三—二七九頁。
- (29) 多田文男・内田実 (一九六九) 札幌豊平川流域の周水河性角礫層、東北地理、二二巻、三号、四三頁。
- (30) Péwé, T. L. (1966) : Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. Biul. Perygl., No. 15, pp. 65—73.
- (31) Brown, R. J. E. (1969) : Factors influencing discontinuous permafrost in Canada. Péwé, T. L., (Editor), The periglacial environment: past and present. Montreal, McGill Univ. Press, pp. 11—53.