密度逆転成層による周氷河インボリューションの形成¹⁾

宮 田 雄 一 郎²⁾

Periglacial Involution-structure Caused by Reversed Density Stratification¹⁾

Yuichiro MIYATA²⁾

The involution structure in the Tokachi area of Hokkaido develops in two clearly bounded layers (upper: loam; lower: pumice), and the deformation pattern is fairly regular, with wave length of less than 1.5 m and amplitude of 0.3 to 1.0 m. Bulk density and viscosity of loam and pumice beds during the deformation were estimated from laboratory measurements. The bulk density of saturated loam is larger than that of saturated pumice. Under the assumption that the deformation was caused by this reversed density stratification, the wave-length of involution can be calculated by RAMBERG's model. The result of the calculation is about 1.8 m, which well approximates the field data. The vertically asymmetrical form of the interface of loam and pumice beds can be explained by a kinematic viscosity contrast of the two layers, as implied by ANKETELL (1970).

When the driving force is only gravity, a reduction in the strength of the bed material is needed. Thawing of highly frozen ground, combined with poor drainage (flat topography over an impermeable bed), could offer the most suitable conditions for (over-) saturation and strength reduction of the fine-grained material. The involution structure shows that the continuity of deformation was interrupted by a cessation in strength reduction. Such short-term and extreme strength reduction might have resulted from such accidental events as liquefaction of saturated and cohesionless sediments. At least in this type of deformation, both RAMBERG's and ANKETELL's schemes are valid, although the possibility of secondary modifications of features by other periglacial actions such as frost heave should not be neglected.

I. は じ め に

周氷河地域の堆積物の断面には、厚さ 20 cm~3 m 程度の、しばしば層内褶曲に似た、時には著しく不規則な変形構造がみられ、周氷河インボリューションあるいはクリオタペーションと呼ばれている。かつて、SHARP (1942) はインボリューションを「凍結作用による地層の不規則な変形、分布および相互貫入」と定義した。現在では、(1) 露頭の断面形態上、堆積物が波状ないし過褶曲に似た変形を示す構造という記載的な意味、およ

び(2) 周氷河現象のひとつであるクリオタペーション(凍結擾乱と訳される)の一種という成因の意味の二通りの意味で用いられており、後者を指す場合には厳密には周氷河(性)インボリューションと呼ぶべきであるとされている(小野, 1981b)。周氷河インボリューションのうちで、より不規則な形態のものをクリオタペーションと呼ぶことが一般的である。また、これらは現在形成されつつあるものと、いわゆる“化石周氷河現象”として現在はその形成が停止しているものがある。

FRENCH (1976) は、インボリューションを Fig. 1 に

1) 1987 年 2 月 19 日受付。1987 年 10 月 31 日受理。1986 年日本第四紀学会大会で発表。

2) 石油公団石油開発技術センター Japan National Oil Corporation, Technology Research Center

タイプ	断面形態	特 徴
滴 状 プラグ状		地表面でポリゴンの周をなす 均一な細粒堆積物に多い
ポケット状 柱 状		上層が垂れ下がり、ポリゴンの中心 となる。均一で細粒の堆積物に多い。
炎 状 棍棒状		上位の砂礫に下位のシルトや粘土が 突き上げた構造
フェストゥーン (花綵) 型		淘汰線状土の形態を示す
石柱型		凍結破砕を受けた岩石が上位の細粒の 表土へ舌状に突き上げた構造

Fig. 1 Five types of periglacial involution structures and their characteristics.
After FRENCH (1976) pp. 227~229.

示すように形態上5つのタイプに分類した。即ち、(1)滴状およびプラグ状、(2)ポケット状および柱状、(3)炎状および棍棒状、(4)フェストゥーン(花綵)型および(5)石柱型である。炎状、フェストゥーン型は上昇部が尖ったタイプであり、ポケット状、石柱状は下降部が尖っているタイプである。いずれも上下層の相互貫入であるが、上位層が粗粒な場合と下位層が粗粒な場合の両方が認められる。したがって、インボリューションの形態は堆積物の粒度組成と必ずしも対応しない。変形様式と粒度組成との対応は必ずしもこの図のようなものばかりでなく、例外も少なくない。Fig. 2 は従来の文献および著者の野外観察から、インボリューションの形態を堆積物の違いをもとに再分類したものである。ここでは、2層間の変形について、とくに上下の堆積物の粒度に着目している。泥(粘土やシルト)およびローム層は粘着性があり透水性が悪いのに対し、砂や礫(軽石を含む)は粘着性がなく透水性がよい。また、力学的な性質も大きな違いがあるため、それぞれの堆積物をFおよびCの記号で表し、それらの上下組み合わせで区分した。この図からも明らかなように、インボリューションの形態と堆積物との対応関係にはさまざまな場合があり、異なった形態のインボリューションが形成される過

程については今なお明らかにされたとはいえない。一方、堆積物の変形様式の記載についても、上下の堆積物の境界で可視化された構造の検討だけにとどまり、それぞれの堆積物の内部での変形様式についてはほとんど検討されていない。

一方、インボリューションは、日本では北海道地方の洪積統に多いように、諸外国でも寒冷な地域の寒冷な時代の層準に集中しているという事実がある。このことから、インボリューションの成因論に関する従来の研究では、周氷河環境に関連させたものが主流を占めており、インボリューションが周氷河環境の指示者とされることも多い。このように、インボリューションにはまだ未解決の問題が多く含まれている。

本研究では、北海道の周氷河インボリューションの形成条件、形成機構を野外観察ならびに室内実験などをともに考察する。

この研究を進めるにあたって、北海道大学大学院環境科学研究科の小野有互助教授ならびに曽根敏雄氏には多くの助言、協力を頂いた。ここに厚く感謝の意を表す。

Fig. 2 Schematic figures of various deformation patterns of interface in a two-layer system. These are divided into four categories according to the combination of fine (F : argillaceous, cohesive) and coarse (C : arenaceous, cohesionless) sediment types. Most figures are taken from the literature, while some are from field observations in Hokkaido.

II. 従来の成因論と問題点

インボリュージョンの成因については、現在までさまざまな説があり、次のように大別できる。

1. 凍結圧

インボリュージョンのうち、形態が規則的で単純なものは、凍結圧で形成されたといわれている (FRENCH, 1976)。この考え方は WASHBURN (1956) に代表される。冬に向かう時期、地表面から凍結面が降下して行く。下方に永久凍土層のような堅い層があると、その間にはさまれた未凍結土 (季節的融解層) に高い水圧 (これを凍結圧: クリオスタティックな圧力と呼ぶ) が発生し、未凍結土に擾乱を生じるというのが基本的な考え方である。一般に、凍結土は未凍結土の 100 倍もの圧縮強度をもっている (木下, 1982; PARAMESWARAN and JONES, 1981; 長沢・梅田, 1985)。PISSART (1973) の実験によると、凍結して体積膨張が生じるとき、未凍結層では 1

kg/cm² にも及ぶ急激な圧力上昇がみられる。この圧力が場所によって必ずしも均一でなく、未凍結土の強度を上回る差応力となれば塑性変形をおこすことになる。凍結を経験した堆積物は、実際に強度が低下していることが知られている (長沢・梅田, 1985)。変形が進むにつれ、圧力が解放されて徐々に応力が低下していくことは PISSART の実験結果にも現れている。

しかし、未凍結部が不飽和であると、当然、大きな圧力の増加は望めない。凍結の時期に天然土層が完全に飽和していることはむしろまれであるから、凍結圧がそれほど大きくなるかという点で凍結圧説には疑問がある。とくに、下方に永久凍土がある場合、これが不透水層となるため、上方から下方に向かって前進する凍結部はその前面 (凍結面) で未凍結部から水を吸い上げ、これを乾燥させる。したがって、未凍結土の飽和条件はますます満たされることが期待できなくなり、むしろ、融解時に圧力上昇がみられたとする実験結果もある (MACKAY

and MACKAY, 1976).

凍結圧によって堆積物に比較的小さい変位が生じ、それが繰り返して蓄積されてインボリュージョンの変形を形成したと考えても、次のような問題がある。即ち、このような変形は、液状化を生じるような繰り返し応力ではなく、スタティックな圧力による変形である。そのため、砂のような粒状体から成る地層は座屈に際しダイラタンシーを示し、小断層を生じるといったブリットルな変形を生じなければならない。また、非常に緩やかな変形をしたとすれば、砂層は粘土層に比べて能動的 (competent) に振舞うと考えられるが、そのいずれも従来の観察事実と矛盾する。即ち、小断層や砂層・粘土層の対照的な層厚変化の違いなどが必ずしも認められていない。少なくとも実験的にインボリュージョンのような変形構造が形成された例はない。たしかに、PISSART (1982) の実験では容器中央部に盛り上がる変形が生じているが、側壁のない天然地盤で、それがインボリュージョンのような構造になるとはいえないだろう。

2. 不整凍上

土層表面から凍結が進行すると、下方から自由水を吸い上げながら凍結面で厚い氷レンズが何枚も形成され、土層が盛り上がる。これを凍上と呼んでいる。一般に細粒砂より粗粒だと凍上はみられず、極細粒砂より細粒の堆積物に生じる。粒径 7.5 ないし 9.0ϕ ($\phi = -\log_{10} d$; d in mm) の粘土で最も凍上性は強いとされる。凍上が場所によって均一であれば土層は一様に盛り上がるが、凍上が不均一に生じると波うつような変形をもたらす。このような不整凍上が何度も繰り返されると、次第に変形は増大し、同時に土層を構成する粒子の変位にも粒度による違いが生じてくる。CORTE (1963, 1966) は凍結融解の繰り返し実験を行い、相対的に粗粒物質が上昇し細粒物質が下降するという一種の淘汰現象を定量的にとらえた。また同様の実験で、小規模ではあるが、不規則な盛り上がりを示す変形構造の形成に成功した (CORTE, 1971)。

しかし、天然に観察されるインボリュージョンでは、必ずしもこのような淘汰現象はみられない。また、初生的な葉理などの構造は不整凍上の過程で破壊されてしまうが、実際のインボリュージョンでは、薄い葉理でさえ保存されている例が少なくない。さらに、滴状、プラグ状、炎状、フェストゥーン型や Fig. 2 のいくつかの例のように、上下いずれかの層の貫入部が細長く先端が尖っている現象や、変形の規則性・規模を説明するのは困難である。変形を受けた層の厚さが $3\sim 4$ m にも及ぶ場合の説明も、この機構では明らかに無理がある。それで

も、堆積物の境界、とくに上位に細粒物質の層がある場合にはそこが不明瞭になっている例がしばしば観察される。したがって不整凍上は、小規模な変形には一定の役割を果たしていると考えられよう。

3. 密度逆転成層による荷重変形

凍土や積雪が融解し、堆積物が水に飽和したとき、融解層のかさ密度は必ずしも上位ほど小さいとは限らないから、上位に密度のより大きい層が生じると荷重痕のような変形をおこす (WASHBURN, 1979)。間隙水が豊富で、そのために高い間隙水圧が発生し、せん断抵抗が減少すれば、変形はすみやかに進行するであろう。また、モンモリロナイトのように膨潤性の高い粘土であれば、膨潤に伴って強度が減少するであろう。とくに、いったん自然乾燥したモンモリロナイトは地下水状態で最大 2.5 倍もの体積膨脹を生じ (徳山, 1986)、強度の低下をひきおこす。現在でもツンドラなどの周水河地域で、このような強度の低下している例が報告されている。融解期で、地下は水に飽和しているが地表が乾燥しているとき、人が歩いたり車が通ったりする程度の外力で、細粒物質が噴出することがある (FRENCH, 1976, 1979; WASHBURN, 1973, 1979)。WASHBURN はこれをアーテジアン圧力のためと考えた。しかし、アーテジアン圧力によらずとも、飽和した鋭敏な土であれば、このようなチクソトロピックな流動は可能であろう。これほど極端ではないにしろ、融解水による過飽和状態は強度の低下をもたらす、外力を加えなくとも密度逆転成層のため重

Fig. 3 Map showing four localities of periglacial involutions in the southern Tokachi area shown in Figs. 4 to 8.

Fig. 4 Sketch of vertical section of involution structures at Loc. 1 in the Tokachi area.
Locality is indicated in Fig. 3.

力で変形は生じうると考えられる。

この考え方によると、基本的には、堆積物が水に飽和していることが必要条件であるから、必ずしも周米河環境を必要としないことになる。また、シルトや粘土であれば強度は低下するであろうが、砂や礫では変形をおこすにはかなり大きな外力を要するので、仮に重力不安定で変形するとしても長時間を必要とし、融解期間中に大きな変位が生じるか否かは疑問である。

礫や砂は、一般にシルトや粘土に比べて間隙比が小さく、かさ密度が大きい。したがって、下位に砂層や礫層があり、上位がシルト層や粘土層の場合は、重力的に安定で荷重変形はおこりにくいと考えられる。つまり、このメカニズムが有効なのは礫や砂が上位にある場合に限られ、他のタイプのインボリューションについては適用できないことになる。しかし、滴状のインボリューション

ョン (たとえば GULLENTOPS and PAULISSEN, 1978) の形態は、重力で沈下するとされている heavy mineral sags & drops (STEWART, 1963; SELLEY, 1964; LOWE, 1975) に似ており、このタイプのインボリューションについては密度逆転成層にもとづく荷重変形は有力な形成機構と考えられる。

4. その他

小疇ほか (1974)、平川 (1984b, b) は、厚さ 2 m 以上にも及ぶような大規模で不規則なある種のインボリューションを報告し、バルサのような小規模な氷核の融解時に、周囲から堆積物が落ち込んで擾乱構造が形成されたと考えている。その中では重鉱物濃集バンドのような粒子の分別が生じている。しかし、このような機構では、少なくともいくつかのインボリューションが規則的に配列していることや、堆積物の境界がよく保存されて

Fig. 5 Sketch of vertical section of involution structures at Loc. 2 in the Tokachi area. Locality is indicated in Fig. 3.

いることは説明できない。しかし、不規則なクリオタベーションの説明にとっては有効であろう。

このようにインボリューションにはさまざまな形態のものがあると同時に、成因も一通りとは考えられない。また、いくつかの機構が複合されたものもあるであろう。これらを解明するには、まずそれぞれの変形機構を、一定の物質・条件下で明らかにするという実証的な研究が不可欠である。そのためには、野外で観察される変形様式のうち、できるだけ単純かつ規則的なものを対象として、最も基本的な形成機構をみいだすことが解明の第一歩であろう。

III. 研究材料

北海道各地にはインボリューションを含む種々の化石周水河現象の分布が知られている（鈴木ほか, 1964; 小疇ほか, 1974; 小疇, 1976; 野川ほか, 1978; Nogami *et al.*, 1980; 小野, 1981b; Ono *et al.*, 1982; 平川, 1984a, b). インボリューションの最も多いのが十勝、根釧地域の洪積統である。

十勝地域南部では支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa-1) にしばしばインボリューションの形成をみることができ (Figs. 3~7). Loc. 1, 3 および 4 では、ローム層にはさまれた Spfa-1 およびその下位の Spfa-2 に変形がみられる。Loc. 1 は畑地拡張のためのカッティング、Loc. 2~4 は道路脇側溝法面である。図からもわかるように、変形の第一次の波長は Loc. 1 で 4 m, 3 で 4 m, 4 で 2.5 m あるいはそれ以下であるが、短波長で閉じた褶曲が目立つ。しかも、変形を受けた層の厚さがさまざまに変化し、しばしば途切れてせん断を受けていることがわかる。またテフラの下面ですら、堆積層の境界が不明瞭なことも少なくない。さらに、これらはすべて地形的に平坦なところに形成されている。このような変形では、大小さまざまなスケールのものが共存している上に、変形の規則性が明らかでないため、成因の推定は困難といえる。これらはインボリューションというには形態が不規則であり、クリオタベーションと呼ぶ方が適切かもしれない。これに対して Loc. 2 では、層境界がよく連続し、波長も比較的そろっており、30 cm 以下の波

Fig. 6 Sketch of vertical section of involution structures at Loc. 3 in the Tokachi area. Locality is indicated in Fig. 3.

Fig. 7 Sketch of vertical section of involution structures at Loc. 4 in the Tokachi area. Locality is indicated in Fig. 3.

Fig. 8 Columnar sections of the Upper Pleistocene sequences in the Konsen gen-ya area. Bar beside a column indicates the horizon of involutions. Localities are shown on the map below.

長の褶曲はみられない。さらに、Spfa-1 基底部より下位はほとんど変形を受けていない。

一方、根釧地方では、インボリューションはさまざまな岩相・層準にみられる (Fig. 8) が、大部分は屈斜路軽石流堆積物 (K. P. flow-IV, 0.11~0.12 Ma) と、摩周火山灰 Ma-1 (0.01 Ma) との間に限られる。とくに、規則的な変形様式を示すものを Fig. 9 に示した。Fig. 9 の A~D は、中粒~粗粒スコリア/ローム間の荷重痕に似た形態を示し、E・F は砂礫層内の褶曲の形態を示している。後者に類するものは十勝地方の Loc. 2 で Spfa-2 の内部にもみられる。十勝・根釧地方のインボリューションのいずれの場合も、変形は地表面の形態として現れてはいない。

これらの地域の野外調査で観察されたインボリューションのうち、単純化のため次の条件を満たすものを取りあげ、検討材料とした。

(1) 変形に参加している堆積層が 2 層に限られるこ

と。

(2) 層境界が連続して明瞭に保存され、形態のトレースが容易なこと。

(3) 変形様式に規則性の認められるもの。

これらの条件から、十勝地方、忠類の例 (Fig. 5) をとりあげて変形様式や堆積物の特徴を詳しく検討した。ここでは上位に厚さ約 1 m の淡褐色ローム層 (風化火山灰層)、下位に平均層厚 60 cm の黄白色の軽石層 (支笏降下軽石堆積物 1, Spfa-1; 粒径 < 0.2 cm) があり、両者の境界は Fig. 5 および Fig. 10 に示すように波長 1.5 m 以下、振幅 0.3~1.0 m ほどの変形を示している。露頭の周辺部はほとんど水平で、西にごくわずかに傾斜 (図では左側へ向かって) している。ローム層と軽石層は互いに入り組んでいるが、境界は明瞭である。両層の変形は明らかに流動変形であって小断層などはみられない。ローム層上部、および軽石層下面より下では堆積層はほぼ水平で、変形には参加していない。変形様式の

Fig. 9 Some sketch figures of periglacial involution structures in the Konsen gen-ya area. A to F show localities 3, 10, 11, and 4 in Fig. 8, respectively.

Fig. 10 Periglacial involution structure at Loc. 2 (Fig. 3) in the Tokachi area.

特徴は、下位層の上昇部は尖っているが、上位層の下降部は丸味を帯びていて、変形が上下に非対称になっていることである。左右方向には対称的なものが多いが、斜面部に形成されたものでは傾斜方向にフェルゲンツ(vergence)を示すものもみられる。

IV. 研究 方 法

上に述べたように、このインボリューションはクラックや小断層を伴わない流動変形であり、形態的にみてコンボリューションやある種の荷重痕(ロードキャスト; ALLEN, 1982)に似ている。最近では、荷重痕のみならず、コンボリューションの成因に関しても、密度逆転成層にもとづく擾乱とみる説が有力になってきている(VISHER and CUNNINGHAM, 1981; ALLEN, 1977, 1982)。このインボリューションの変形が地表面で起伏を示さないこと、クラックや小断層を伴わない流動変形であること、デコルマ(Decollement)を示さないことから考えて、このタイプのインボリューションが密度逆転成層にもとづく荷重変形で生じたという仮説を立て、以下の検討を行った。

堆積物は流体として振舞い、外力としては重力だけを考えるのであるから、変形の因子としては両層の層厚、かさ密度、粘性係数をはじめとする流動特性が考えられる。層厚はローム層で約 100 cm、軽石層で約 60 cm である。ローム層上位にはさらに腐植土・表土が 45 cm の厚さで覆っている。まず、両層の変形時のかさ密度を推定するため、ローム層と軽石層でそれぞれ 5 個の試料を採取した。新鮮なカッティング面において、できるだけ攪乱を避けるように設計した採土管状の円筒容器で一定体積の試料をとり、その場で密封した。この試料に対して、(1)かさ密度(ρ_1)を求めるとともに、粒子密度を測定して間隙率および飽和度を求めた。(2)この試料は水に不飽和であるから、脱気・飽和させて再びかさ密度(ρ_2)を測定した。(3)この試料は圧密を受けているので、いったん攪拌し再堆積させて未荷重・飽和時のかさ密度(ρ_3)を測定した。

それぞれの結果を Table 1 に示す。かさ密度はいずれも上位のロームでより大きな値を示しているが、おそらく変形時の密度は ρ_3 に近いものと考えられる。この値をみると、上位のローム層で 1.35 g/cm^3 、下位の軽石層で

Table 1 Bulk density under various conditions and some other physical properties of loam and pumice bed material from Loc. 2, Churui, Tokachi area.

Sample No.	1	2	UPPER 3	(loam) 4	5	6	7	LOWER 8	(pumice) 9	10
Grain density [g/cm ³]	2.38	2.49	2.41 av.2.42	2.40	2.41	2.19	2.32	2.28 av.2.27	2.28	2.29
Porosity [%]	72.9	71.9	71.9 av.71.5	69.2	71.4	72.3	72.7	72.9 av.73.2	74.2	73.7
Sr [%]	74.6	80.7	81.4 av.80.0	82.9	80.7	50.6	57.5	52.9 av.55.2	51.8	63.2
Bulk density unsat. [g/cm ³]	1.19	1.28	1.26 av.1.26	1.31	1.27	0.97	1.05	1.00 av.1.01	0.97	1.07
Bulk density Sat. [g/cm ³]	1.37	1.42	1.40 av.1.40	1.43	1.41	1.33	1.36	1.35 av.1.34	1.33	1.34
Bulk density in labo. [g/cm ³]	1.36	1.38	1.36 av.1.35	1.34	1.31	1.30	1.33	1.28 av.1.30	1.28	1.32
Shear strength Cu(vane) [g/cm ²]	6.8 ~ 11.3					49.5 ~ 56.3				

1.30 g/cm³ と、平均約 0.05 g/cm³ の差が認められる。

また、未荷重の飽和試料についてペーンせん断強度を測定した。ローム層が 6.8~11.3 g/cm²、軽石層が 49.5~56.3 g/cm² となり、軽石層では、おそらく粒子間のインターロックによって、静的な応力下では変形に対して大きな抵抗を示すものと考えられる。

また、粒度分析結果によれば、平均粒径はローム・軽石でそれぞれ 12 μm および 270 μm である。

次に、粘性係数 (μ) の推定のため、回転粘度計を用

いて流動特性を調べた。その結果、上位ローム層は、Fig. 11 に示すように、応力-歪み関係が直線とならず、擬塑性流体に近い挙動を示した。即ち、ずり速度が大きくなるにつれ流動性が増している。ずり速度に対する粘性係数の変化を求めると、Fig. 12 のようになる。ずり

Fig. 11 Stress-strain curve of the loam sample from Loc. 2 in the Tokachi area, represented by torque-rotation velocity of rotary viscometer. Curve shows an apparent non-linear relationship as pseudo-plastic characteristics of the material.

Fig. 12 Viscosity change of the loam sample from Loc. 2 in the Tokachi area. The figure shows a hysteresis loop in increasing and decreasing shear velocity. Viscosities under cyclic stress by vibration are also suppressed.

速度の増加とともに粘性係数は低下し、ずり速度が 0.1 sec^{-1} で 10^5 cP , 10 sec^{-1} で $5 \times 10^2 \text{ cP}$ 程度である。このことから、変形開始時には大きな抵抗を示すが、変形が成長するにつれて、抵抗は加速度的に減少することがわかる。ただし、これらの測定値は室温下のものであって、必ずしも変形時の粘性とはいえないが、堆積物の流動特性の目安としては利用できると考えられる。また、ずり速度を増減させると、図のようにヒステリシス・ループを描く。ローム層では、攪乱すれば粒子間の構造が壊れ、時間をおくと回復するという現象があるものと推定される。なお、軽石層に対しては有力な測定手段がなく、粘性係数の信頼できるデータは得られていない。

以上のデータをもとに、インポリューションの形成のうち、(1) 変形のスケール (波長), (2) 変形の速さ, (3) 変形のパターンがどのような要因に支配されているのか、を検討する。

V. 変形の波長と成長速度

密度逆転成層は重力的に不安定であり、これが安定な系へ移る過程を最初に論じた人の名をとって RAILEIGH-TAILOR の不安定と呼ばれる。地質学分野で、この問題を扱い体系化したものとしては、RAMBERG の研究 (RAMBERG, 1967a, b; 1968a, b, c) がある。彼はその中で、遠心法によるモデル実験を行い、アルプス造山帯にみられるような地殻の変形や、岩塩ドームの発達を検討するとともに、この重力不安定問題の解析から変形の波長を与える式として次の式を導いた (Fig. 13 参照)。

即ち、上位層と下位層の層厚・密度・粘性係数をそれぞれ μ_1, ρ_1, h_1 および μ_2, ρ_2, h_2 とし、波長を λ とすると、変形の成長速度は、

$$v_1/y_1 = k \cdot q_1 \quad (1)$$

で与えられる。

ここに $k \equiv -d_{12}/(c_{11}j_{22} - d_{12}i_{21})$,

$$q_1 \equiv (\rho_1 - \rho_2) h_2 g / 2\mu_2,$$

$$c_{11} = 2\mu_1 \phi_1^2 / (\cosh 2\phi_1 - 1 - 2\phi_1^2)$$

$$- 2\phi_2^2 / (\cosh 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2),$$

$$d_{12} = \mu_r (\sinh 2\phi_1 - 2\phi_1) / (\cosh 2\phi_1 - 1 - 2\phi_1^2)$$

$$+ (\sinh 2\phi_2 - 2\phi_2) / (\cosh 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2),$$

$$i_{21} = \mu_r \phi_2 (\sinh 2\phi_1 + 2\phi_1) / (\cosh 2\phi_1 - 1 - 2\phi_1^2)$$

$$+ \phi_2 (\sinh 2\phi_2 + 2\phi_2) / (\cosh 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2),$$

$$j_{22} = 2\mu_r \phi_1 2\phi_2 / (\cosh 2\phi_1 - 1 - 2\phi_1^2)$$

$$- 2\phi_2^3 / (\cosh 2\phi_2 - 1 - 2\phi_2^2),$$

$$\mu_r = \mu_1 / \mu_2, \quad \phi = 2\pi h / \lambda.$$

彼はこの理論を導くにあたって以下のことを仮定した。

Fig. 13 Instantaneous rate of change of normal amplitude (v) and tangential amplitude (u) at the interface of the layers.

After RAMBERG (1968).

Fig. 14 Growth factor k plotted versus ϕ_2 and λ/h_2 for RAMBERG (1968)'s model VI-1 with various viscosity ratios and fixed thickness.

- 1) 物質はニュートン流体として扱うことができる。
- 2) 流体運動を記述する式において、慣性項は粘性項に比べて十分に小さい。
- 3) y_1/λ 比が小さいときに限る。

(1) 式において密度・粘性係数が系で決まれば q_1 は一定となるから、振幅の成長速度 v_1/y_1 は k の関数となる。 k は粘性係数と波長の関数である。 $\phi = 2\pi h/\lambda$ として ϕ と k の関係を求めると、Fig. 14 のようになる。この図に示されるように、 k はある ϕ の値で一つの最大値を示している。 $(\rho_1 - \rho_2) > 0$ ならば v_1/y_1 もまた同じ ϕ の値で最大値をとること、即ち特定の波長で最大の成長速度を示すことがわかる。また、密度差 $(\rho_1 - \rho_2)$ が大きいほど、また、粘性比 μ_1/μ_2 が小さいほど擾乱の成長は速いことがわかる。また、 μ_1/μ_2 に対する k の最大値およびそのときの卓越波長を求めると、Fig. 15 のようになる。即ち、 $\mu_1/\mu_2 < 1$ になると、 k も λ/h_2 もほとんど一定となり、波長/層厚比は約 3.0 となる。

Fig. 15 Growth factor k and λ/h_2 of maximum perturbation plotted versus viscosity ratio for RAMBERG's model IV-1 (infinite h_1 and finite h_2) and model VI-1 ($h_1=h_2$).

実際に、十勝 Loc. 2 (忠類) のインボリュージョンが塑性流動によって形成されたと仮定し、データとして $\rho_1=1.35$, $\rho_2=1.30$ g/cm³, $h_2=60$ cm を用いると、卓越波長は μ_1/μ_2 を与えれば計算できる。ローム層についての粘性係数は $\mu_1=10^3\sim 10^5$ cP であるが、軽石層の μ_2 は未定である。しかし、振動を与えない条件では軽石層のせん断強度が大きく粘性抵抗も大きいと考えられるから、 $\mu_1/\mu_2 < 1$ と予想される。そうすると、 $\lambda/h_2 \approx 3.0$ であるから卓越波長は $\lambda=0.6 \times 3.0=1.8$ m となり、圧密を考慮しても露頭断面での観測値 $\lambda < 1.5$ m と矛盾しないことがわかる。また、卓越波長より長周期のものは急激に成長速度が小さくなるのに対し、短波長側では緩やかに減少することが Fig. 14 に表れている。即ち、短波長側では出現頻度も小さくないと考えられ、これも観測例と一致する。

一方、構造土については、RAY *et al.* (1983) がその間隔の規則性の説明のため、レイリー対流モデルを用いて幅/深さ比を 3.81 と推定し、野外データは平均 3.57 を示すことを報告した。これにならうと十勝 Loc. 2 では、深さ 1.2 m とすると、 $\lambda=1.2 \times 3.81=4.57$ m となって観測値とはくいちがい、少なくともこのままでは適用できないことになる。

一方、インボリュージョン形成の速度を推定するため (1) 式を用いると、振幅が N 倍になるのに要する時間 (t_c) は、

$$y/y_1 = \exp(kqt_c) = N$$

から、

$$t_c = \ln N / kq \quad (2)$$

と求められる。

Fig. 16 Time required for one hundred-fold amplification of deformation for various combinations of viscosities of overburden and buoyant layers, obtained from calibrations for RAMBERG's model VI-1.

十勝 Loc. 2 のインボリュージョンでは、粘性係数 μ_1 が既知で、 μ_2 は未知であるが、 $\mu_1/\mu_2 < 1$ なので μ_2 だけを変えて振幅が 100 倍に成長する時間 (t_{100}) を見積ると Fig. 16 のようになる。 $\mu_1=10^2$ および 10^4 P に対して $\mu_1=10^4$ としても t_{100} は 2~3 min. となり、 $\mu_2=10^5$, 10^6 とすれば、それぞれ 30 分、数時間ほどを要する。

一方、これまでは振動を加えない静的な応力場で考えてきたが、地震のような繰り返し応力が飽和した堆積物に加えられたとすると、ローム層の粘性係数 μ_1 は前述のように 3×10^2 P ほどになる。軽石層の場合、液状化したとすれば、おそらく 10^2 P のオーダーあるいはそれ以下に低下するだろう。そうすると μ_1/μ_2 が 1 に近くなり、振幅が 100 倍に成長するのにせいぜい 1 分程度しか要さないことになる。もし、このような短時間のうちに成長するとすれば、流体運動を記述する式の中で慣性項が無視できなくなり、ある場合 KELVIN-HELMHOLTZ 型の擾乱のためにずり速度の大きい上昇 (あるいは下降) 部の側面に渦を生じたり、マッシュルーム状の貫入形態をとったりする可能性がある。しかし、このような渦のパターンはいまのところインボリュージョンには観察されていない。しかし FRENCH (1986) は、カナダ、バンクス島の表層堆積物中にみられる変形が密度逆転成層による周氷河インボリュージョンであり、そこでは砂の

液状化が重要な働きを演じたと考えている。

変形速度の見積りに関しては不確定の問題点も少なくないが、少なくとも波長に関しては RAMBERG モデルは有効であると考えられる。RAMBERG はさらに 3 層以上の変形に対してもモデルを拡張している (RAMBERG, 1968b, c)。しかし扱いが複雑になるうえに、粘性やかさ密度の見積りに不確定要素が多くなって、結果の解釈にも問題が生じるため、本研究では用いなかった。

VI. 変形のパターン

インボリュージョンの少なくとも一部は、その形態が荷重痕 (ロードキャスト) に似ていることはすでに述べた。形態上注目すべき点としては、さらに、(1) 変形が途中で停止していること、(2) 上下に非対称であることの 2 点があげられる。

1. 変形の停止

密度逆転成層にもとづく重力擾乱が何の障害もなく進行すると、最終的には上下層の堆積物はすべて入れ替わってしまうことになる。ところが天然ではそのような事例は観察されず、ある程度変形したところで停止したかのように見える。即ち、系は安定していない。RAMBERG の理論によると変形は加速され、振幅が大きくなるほど

成長速度も大きくなるとされている。変形が停止する理由としては、(1) ある程度変形したところで浮力が堆積物の強度を下回ったか、あるいは (2) 堆積物の強度が低下している期間内に変形が完了しなかったと考えざるをえない。

インボリュージョンの多くが既に“化石化”しているという地質学的事実からすると、変形が緩慢で現在も進行中であるとは考えられない。また、変形を生じる条件の整った時期が主として洪積世の寒冷期に限られるという点からすると、上述の (2) の可能性もある。

2. 上下非対称の変形

規則正しく配列したインボリュージョンでも、十勝 (Fig. 5) や根釧地方の例 (Fig. 9 の A—D) にみるように上下に非対称な形態をもつことが多い (Fig. 1 の炎状、棍棒状、フェストゥーン型; Fig. 2 の C/F および F/C など)。上昇部あるいは下降部の先端がいずれも対称的に丸みを帯びている例だけでなく、いずれかの先端が尖り、他方が丸みを帯びていることが多い (Figs. 2 and 9)。このような上下非対称の生じる原因として、上下層の (1) 層厚の差、(2) 密度差、および (3) 粘度差について検討した。

(1) 上下層の層厚の違いが大きいと、薄層側からの

Development of interface instabilities of inviscid fluids at density ratio 10:1

Fig. 17 Development of interface instabilities of inviscid fluid at density ratio $\mu_1/\mu_2 = 10$ obtained from MAC method of computer simulation.

Fig. 18 Development of interface instabilities of sediment layers for different combinations of kinematic viscosities of overburden and buoyant layers (η_1 and η_2). Redrawn from ANKETELL (1970).

貫入は他方に比べて幅の狭い形態をとらざるをえない。この場合、非対称とはいってもその先端は必ずしも尖っておらず、岩塩ドームや heavy mineral sags & drops のように丸みを帯びている。

(2) 密度差が大きいと上位の重い層の下降部が細くなる。Fig. 17 は完全流体（粘性なし）の数値シミュレーション結果 (DALY, 1967) で、密度比が 10:1 の場合である。天然の荷重痕やインポリューションでは、下降部がさらに細くなったものも観察されるが、これほど大きな密度差が生じているとは考えられない。

(3) ANKETELL らは堆積物の荷重痕に関する一連の実験を行い (ANKETELL and DZULYNSKI, 1968 a, b; ANKETELL *et al.*, 1970), 次のように一般的傾向をみいだした。即ち、上位層・下位層の動粘度をそれぞれ η_1 , η_2 ($\eta = \mu/\rho$) とすると、それらの差に応じて Fig. 18 のような変形様式の違いを生じるというものである。これは、対流セル形成のとき、上位層の粘性が下位層より高い場合は、セル中央部で上昇し、周縁部で沈降して、central convective form となるのに対し、粘性がその逆になると marginal convective form になるということから類推されている (DZULYNSKI and SIMPSON, 1966)。いずれの場合でも、動粘度の高い物質の貫入部分が細く尖っている。

堆積物は、その組成・粒度・含水率によって粘性がさまざまに変化するから、この傾向は実験室同様、野外においても期待できる。Fig. 2 に示した変形様式のうち、C/C および F/F では上下に対称であるのに対し、非対称なものは C/F あるいは F/C にみられることも、ANKETELL モデルを支持すると考えられる。十勝の例 (Fig. 6) もこの考えに従えば $\eta_1 \ll \eta_2$ ということになる

が、軽石の粘性 (μ_2) の推定が困難なため検証できていない。さらに、ANKETELL のモデルは実験にもとづいた経験則としては有効であるが、動粘度の違いがどのようにして形態の違いを生じるのかを理論的に扱った研究例が少なく、この点は今後の問題である。RAMBERG モデルにおいて、水平方向の速度成分 u の変化が得られれば、この問題の解決に役立つのであるが、 $y=0$ のとき $u=0$ として式を単純化して解いているため得られていない。数値実験 (e. g. DALY, 1967; HARLOW and WELCH, 1965; HIRAMATSU and SHIMIZU, 1971) はこの問題を解く方法のひとつになると思われるが、現在のところこの点に関する検討はなされていないようである。

VII. まとめと問題点

以上のように変形の波長が RAMBERG モデルで近似され、形態が ANKETELL モデルで説明できるとすれば、インポリューション成因論のうち、密度逆転成層による重力擾乱という説は仮説の域を脱することができるものと期待される。しかし、そのためには軽石層の粘性係数をはじめ、流動特性の検討、液状化の問題などを解決しなければならない。

密度逆転成層モデルでは、基本的には密度の逆転が必要条件であって、必ずしも周氷河環境は必要としていない。しかし、野外で観察されるインポリューションが特定の層準に集中していること (NOGAMI *et al.*, 1980; ONO, 1981 および Fig. 8), 同じ層準でもインポリューションの形成されている場所とそうでない場所とがあることから考えると、寒冷気候の影響があると考えた方が自然である。即ち、寒冷気候環境下で堆積物の強度がとくに低下する条件があったことになる。露頭観察からは

水流にさらされた形跡は認められないから、堆積物が水に飽和する条件としては、永久凍土のデグラデーション、あるいは活動層ないし季節的凍土の融解期が考えられる。VANDENBERGE and Van den BROEK (1982) は、南オランダおよびベルギーで、砂が粘土中にもぐり込むインボリューションを荷重痕と考え、永久凍土のデグラデーションの際に形成されたと推定している、また、GULLENTOPS and PAULISSEN (1978) も同様の解釈をしている。しかし、これらの地域でも、これらのインボリューションの変形様式が直接的に永久凍土の存在を指示するという考え方には異論があるし (小野, 1981a), 今回扱った十勝平野の露頭の範囲でも、永久凍土の存在を推定できる直接的な証拠はみられない。

永久凍土がなかった場合に十勝平野でみられるようなインボリューションが形成されるような条件としては、次のような条件が考えられよう。

凍結時に下方から多量の間隙水を吸い上げ、析出水として取り込んだ堆積物は、融解時に水で飽和する。排水条件が悪いと高い含水状態が保たれ、間隙水圧が増加するために有効応力が減少する。十勝の例では、ローム層はその粒度からみて凍上しやすく、多量の自由水を凍結中に吸い上げることができる。Spfa-1 軽石層の下位は、薄い細粒軽石層 (Spfa-2) を隔てて厚い粘土層であるから、融解時はたとえ永久凍土が下になくとも透水性が著しく小さい。加えて平坦面であるため、融解水は逃げ場がなく、ローム層・軽石層を過飽和状態にすることは充分予想できる。通常の飽和地盤より、このような状態の方が強度の低下という条件としては理想的なものとなる。ただし、軽石層はそのままでは強度が大きく、流動は必ずしも容易ではない。短時間ではあるが、著しく強度が低下する機構として、何らかの外力、たとえば地震動などによる軽石層の液状化を考えた方がよいのかもしれない。

十勝平野の Loc. 2 のインボリューションは形態的にコンボリューションとよく類似している。水底堆積物におけるコンボリューションについては密度逆転成層にもとづく重力不安定が原因とする見解が強くなってきており (VISHER and CUNNINGHAM, 1981; ANKETELL *et al.*, 1970; ALLEN, 1982), 液状化で強度が低下して形成されたという考えもある (DALRYMPLE, 1979)。さらに、最近ではインボリューションについても液状化が注目されている (FRENCH, 1986)。ただし、軽石層が完全に液状化して $\eta_1 \gg \eta_2$ となると ANKETELL の図式から予測される変形形態とは矛盾することになる。

以上により、規則的な形態のインボリューションの少

なくとも一部は、このような密度逆転成層モデルで説明できるといえよう。さらに、他のものについても、たとえば砂礫単層内のインボリューション (Fig. 2 の C/C や Fig. 9 の C, D, E など) も、砂岩層内のコンボリューション同様、単層内部の密度勾配に逆転があった可能性も充分考えられるので、今後の検討によってはこのモデルが適用できる可能性がある。

しかし、このモデルでは流動変形しか生じないから、野外でしばしば観察されるような地層境界が不明瞭になる現象 (即ち粒子単位での変位) や、地層が途切れる現象は説明できない。これに対しては不整凍土のような他のメカニズムが必要であると思われる。いくつかのメカニズムの複合したインボリューションも当然あるであろう。しかしこの中で、規則的な変形をしたインボリューションの波長や形態を第一次的に近似するものとして、密度逆転成層モデルはその意義が大きいいといえる。

引用文献

- ALLEN, J. R. L. (1977) The possible mechanics of convolute lamination in graded sandstone beds. *Jour. Geol. Soc. London*, **134**, p. 19—31.
- ALLEN, J. R. L. (1982) *Sedimentary structures*, vol. II. Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- ANKETELL, J. M. and DZULYNSKI, S. (1968a) Patterns of density controlled convolutions involving statistically homogeneous and heterogeneous layers. *Rocz. Pol. Towarz. Geol. Ann. Soc. Geol. Pol.*, **38**, p. 401—410.
- ANKETELL, J. M. and DZULYNSKI, S. (1968b) Transverse deformational patterns in unstable sediments. *Rocz. Pol. Towarz. Geol. Ann. Soc. Geol. Pol.*, **38**, p. 410—416.
- ANKETELL, J. M., CEGLA, J. and DZULYNSKI, S. (1970) On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Towarz. Geol. Ann. Soc. Geol. Pol.*, **40**, p. 3—29.
- CORTE, A. E. (1963) Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Science*, **142**, p. 499—502.
- CORTE, A. E. (1966) Particle sorting by repeated freezing and thawing. *Bull. Perigl.*, (15), p. 175—240.
- CORTE, A. E. (1971) Laboratory formation of extrusion features by multicyclic freeze-thaw in soils. *Etude des phénomènes périglaciaires en laboratoire, Colloque International de Géomorphologie, Liège-Caen, 1971, Centre de Géomorphologie à Caen, Bull.*, (13-15), p. 157—182.
- DALRYMPLE, R. W. (1979) Wave-induced liquefaction: a modern example from Bay of Fundy. *Sedi-*

- mentology, **26**, p. 835—844.
- DALY, B. J. (1967) Numerical study of two fluid Rayleigh-Taylor instability. *Phys. Fluids*, **10**, p. 297—307.
- DZULYNSKI, S. and SIMPSON, F. (1966) Experiments on interfacial current markings. *Geol. Rom.*, **5**, p. 197—214.
- FRENCH, H. M. (1976) *The Periglacial Environment*. Longman, London, 309p. (周氷河環境. 小野有五訳(1984), 411p., 古今書院).
- FRENCH, H. M. (1979) Periglacial geomorphology. *Progress in Physical Geogr.*, **24**, p. 130—138.
- FRENCH, H. M. (1986) Periglacial involutions and mass displacement structures, Banks Island, Canada. *Geogr. Ann.*, **68A**, (3), p. 167—174.
- GULLENTOPS, F. and PAULISSEN, E. (1978) The drop soil of the Eidsen type. *Bull. Perigl.*, (27), p. 105—115.
- HARLOW, F. H. and WEICH, J. E. (1965) Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface. *Phys. Fluids*, **8**, p. 2182—2189.
- 平川一臣 (1983a) 十勝平野の化石周氷河現象. 山梨大学教育学部研究報告, (35), p. 120—132.
- 平川一臣 (1984b) 化石周氷河現象と古環境. 福田正己・小嶋 尚・野上道男編「寒冷地域の自然環境」274p., 北海道大学図書刊行会, 札幌, p. 123—142.
- HIRAMATSU, T. and SHIMAZU, Y. (1971) Computer simulation of hydrodynamic flow in two-fluid media by MAC-method. *Jour. Phys. Earth*, **19**, p. 143—153.
- 木下誠一編著 (1982) 凍土の物理学. 227 p., 森北出版, 東京.
- 小嶋 尚 (1976) 化石周氷河現象. 日本第四紀学会編「日本の第四紀研究, その発展と現状」416 p., 東京大学出版会, p. 163—170.
- 小嶋 尚・野上道男・岩田修二 (1974) ひがし北海道の化石周氷河現象とその古気候学的意義. 第四紀研究, **12**, p. 177—191.
- LOWE, D. R. (1975) Water escape structures in coarse grained sediments. *Sedimentology*, **22**, p. 157—204.
- MACKAY, J. R. and MACKAY, D. K. (1976) Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories. *Can. J. Earth Sci.*, **13**, p. 889—897.
- 長沢徹明・梅田安治 (1985) 土壌の凍結・融解. *URBAN KUBOTA*, (24), p. 26—29.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈・松沢 逸巳・木村方一 (1978) 十勝平野における周氷河現象. 十勝団体研究会編「十勝平野」, 地団研専報, (22), 433 p., 地学団体研究会, p. 215—229.
- NOGAMI, M., KOAZE, T. and FUKUDA, M. (1980) Periglacial environment in Japan: present and past. *Geo Jour.*, **4**, p. 125—132.
- 小野有五 (1981a) ベルギー・オランダの化石周氷河現象. 第四紀研究, **19**, p. 331—340.
- 小野有五 (1981b) インボリューション. 町田 真ほか編「地形学辞典」767 p., 二宮書店, p. 23—24.
- ONO, Y. (1981) Chronologie et signification paléoclimatique des phénomènes périglaciaires fossiles, Hokkaido Est, Japon. *Bull. Perigl.*, (28), p. 197—206.
- ONO, Y., HIRAKAWA, K. and IWATA, S. (1982) Meeting and field excursion of the International Geographical Union Co-ordinating Committee for Periglacial Research, Hokkaido, Japan, August 1980. *Arctic and Alpine Res.*, **14**, p. 167—172.
- PARAMESWARAN, V. R. and JONES, S. J. (1981) Triaxial testing of frozen sand. *Jour. Glaciol.*, **27**, p. 147—155.
- PISSART, A. (1973) Résultats d'expériences sur l'action du gel dans le sol. *Biul. Perigl.*, (23), p. 101—113.
- PISSART, A. (1982) Déformations de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances de/dégel. *Bull. Perigl.*, (29), p. 218—229.
- RAMBERG, H. (1967a) Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **14**, p. 307—329.
- RAMBERG, H. (1967b) *Gravity, deformation and the earth's crust, as studied by centrifuged models*. Academic Press, London, 214 p.
- RAMBERG, H. (1968a) Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **1**, p. 63—87.
- RAMBERG, H. (1968b) Instability of layered systems in the field of gravity, I. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **1**, p. 427—447.
- RAMBERG, H. (1968c) Instability of layered systems in the field of gravity, II. *ibid.* **1**, p. 448—474.
- RAY, R. J., KRANTZ, W. B., CAINE, T. N. and GUNN, R. D. (1983) A model for sorted patterned-ground regularity. *Jour. Glaciol.*, **29**, p. 317—337.
- SELLEY, R. C. (1964) The penecontemporaneous deformation of heavy mineral bands in the Torridonian sandstone in north-west Scotland. van STAATEN, L. M. J. U. (ed.): *Deltaic and shallow water deposits; Developments in sedimentology*, 1.464p., Elsevier, Amsterdam, p. 362—367.
- SHARP, R. (1942) Periglacial involutions in north-eastern Illinois. *Jour. Geol.*, **50**, p. 113—133.
- STEWART, A. D. (1963) On certain slump structures in the Torridonian sandstones of Applecross. *Geol. Mag.*, **100**, p. 205—218.
- 鈴木秀夫・野上道男・田淵 洋 (1964) 化石周氷河現象の観察. 第四紀研究, **3**, p. 167—177.
- 徳山 明 (1986) モンモリロナイトの4相と大規模地すべりの機構. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 517—

586.

- VANDENBERGE, J. and Van den BROEK, P. (1982) Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments. *Boreas*, **11**, p. 299—315.
- VISHER, G. S. and CUNNINGHAM, R. D. (1981) Convolute laminations—a theoretical analysis : example of a Pennsylvanian sandstone. *Sed. Geol.*, **28**, p. 175—188.
- WASHBURN, A. L. (1956) Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **67**, p. 823—866.
- WASHBURN, A. L. (1973) *Periglacial processes and environments*. 320p., Edward Arnold, London.
- WASHBURN, A. L. (1979) *Geocryology, a survey of periglacial processes and environments*. 406 p., Edward Arnold, London.
-