

Krzysztof BRODZIKOWSKI

DILATANCY AND THE COURSE OF THE DEFORMATIONAL  
PROCESS IN UNCONSOLIDATED SEDIMENTS

(4 Figs.)

*Dylatanca a przebieg procesu deformacyjnego  
w osadach nieskonsolidowanych*

(4 fig.)

Krzysztof Brodzikowski: Dilatancy and the course of the deformation process in unconsolidated sediments. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 51—1/2: 83—98, 1981 Kraków.

**Abstract:** This paper presents a proposition of more complete systematization of the phenomena of dilatancy, and an attempt at the interpretation of its effect on the course of deformation in unconsolidated sediment. It also submits for discussion the suggested terminology referring both to the phenomena in question and to the description of geological processes in unconsolidated sediments.

**Key words:** deformation process, systematization of dilatancy.

Krzysztof Brodzikowski: Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Uniwersytecka 19/20, Wrocław

manuscript received: December, 1979

accepted: April, 1980

**Treść:** Autor przedstawia propozycję systematyki zjawiska dylatanacji oraz próbę interpretacji jej wpływu na przebieg procesu deformacyjnego w osadach nieskonsolidowanych.

INTRODUCTION

In 1885 Osbourne Reynolds described and defined the phenomenon of dilatancy which he noticed when studying the deformation processes in wet sands. According to his definition, dilatancy is a process of increase in pore volume of a medium due to the application of stress.

This phenomenon is characteristic of the initial stages of shearing in a compact medium. It occurs at the moment the tectonic transport begins (Reynolds 1885, cf. Lambe, Whitman 1977; Means 1976). Later tectonic studies (Jaroszewski 1974, Ramsay 1967, De Sitter 1964) have shown that dilatancy also occurs in lithified media, where it can be observed in the form of open fissures of different size and genesis. From the studies of deformation processes in unconsolidated sediments it appears that dilatancy plays a significant role in their course (Cegła, Dżułyński 1970; Liszkowski 1971; Brodzikowski 1979; Brodzikowski, Van Loon 1979). This role, however, has not yet been precisely defined (Frank 1965; Byerlee 1970; Nur 1972; Nur, Schultz 1973). Recent years have brought a few propositions of models to illustrate the phenomenon of dilatancy. They were compiled and analysed by Nur (1975), who also devised a simple three-member model supported by theoretical mathematical calculations. This model, however, does not embrace all the possible cases of the development of dilatancy, not does it provide information on its effect on the course of the deformation process.

This paper presents a proposition of systematization of the phenomena of dilatancy and is an attempt at the interpretation of their effect on the development of deformations in unconsolidated sediments. It also submits for discussion the terminology suggested for the description of the phenomenon in question.

#### TERMINOLOGY

Since the author's intention is to discuss dilatancy as a phenomenon being on the border-line of geological and physical sciences, he has to use terminology that requires additional explanation. Certain differences between the author's denotations and the generally accepted nomenclature resulted from the fact that unconsolidated geological media are treated as applying approximately to the dislocation theory of continuous media (Szczeniowski 1972; Young, Warkentin 1975). Since the considerations in the paper rest on a comparison of the theoretical models of the atomic structure of metal (Bragg, Nye 1947) and the elementary structure, e.g. of sand (Mandtl et al. 1977), it is necessary to introduce a uniform nomenclature to describe similar or identical phenomena in the two media.

Fabric, in the sense used hereafter, is understood to mean the form and arrangement of the elements making up the medium. The formation of simple (composed of sand or gravel grains) and combined fabrics (aggregates, flocculants, clay particle etc.) is determined primarily by physical and chemical properties of the individual elements.

Structure, is the set of features of the medium development and geometry, depending on the nature of structure-forming processes which involve accumulation, degradation and deformation.

Both fabrics and structures can be primary or secondary.

Primary fabrics owe their origin to the process of medium formation (accumulation). Secondary fabrics form as a result of deformation processes. Degradation is responsible for the mass decrement on one hand, and the redeposition of sediment on the other. Therefore, fabrics formed by degradation are to be regarded as original. Primary fabrics cannot virtually be preserved in sediment because of the early diagenesis, which is one of deformation processes operating from the moment of deposition of the sediment. Primary structures are the ones formed during sedimentation. Secondary structures owe their origin to degradation and deformation processes. It follows therefore that while the fabric reflects physico-chemical properties of the medium particles, the structure records the history and mechanism of the medium formation.

Dislocation is understood to mean any linear irregularity in the medium structure. A point irregularity<sup>1</sup> in the structure is referred to as a defect (Cottrell 1970, Pampuch 1971, Szczeniowski 1972). The scope of the term "dislocation" as used in this paper embraces the most general definition of dislocation accepted in geology (cf. Jaroszewski 1974).

A primary structural irregularity (linear — dislocation, or point — defect) is understood to mean this structural or fabric effect which arose as a result of primary structure-forming (accumulation) or fabric-forming (accumulation and degradation) processes. Secondary irregularities, structural or fabric, owe their origin to secondary structure-forming (degradation, deformation) and fabric-forming (deformation) processes.

An elementary irregularity of the medium structure is a defect. A set of defects in linear arrangement is referred to as a dislocation. If it is a single dislocation, i.e. comprising a minimal number of fabric

---

<sup>1</sup> The term "irregularities of the structure" defining a dislocation and defect has been borrowed from the dislocation theory of continuous media (cf. Bragg, Nye 1947; Pampuch 1971). It applies to irregularities in the structure of atomic lattices in crystals, which are very regular by nature. Geological media are anisotropic by nature, and the variability range of this anisotropy seems apparently wider than within the crystal lattice model. Therefore, it is generally assumed that well-sorted sand is an isotropic medium from the viewpoint of mechanics compared with, e.g., varved clay. If this approach is adopted, irregularities in the structure of geological media are understood to mean all those structural and fabric features which enhance this anisotropy. These are grains of diameters different from the surroundings, intercalations of different media, contacts of layers of different lithology, fault planes and zones, etc.

elements, it can be designated as a fabric dislocation. Its development may involve a linear change in the orientation of adjacent fabric elements through rotational and slip movements of grains (secondary dislocation), or grouping of a certain number of defects (primary dislocation).

If there is a zonal pile-up of fabric dislocations in linear arrangement to form, e.g., a zone of localised visco-plastic flow (fault), it will be referred to as a secondary structure dislocation. If this zone is static and consists of linear pile-up of primary fabric dislocations, it is a primary structure dislocation (e.g. the contact of layers showing different granulation).

The process of deformation in geological unconsolidated media is caused by plastic flow involving intergranular (fabric) displacements. Therefore it can be assumed that it develops independently of the final structural effect through the agency of secondary fabric dislocations formed in an avalanche-like way (Odé 1960, Brodzikowski 1979).

#### SYSTEMATIZATION OF DILATANCY

Sand dilatancy described by Reynolds (1885) is one of the many cases of occurrence of this phenomenon. Neither can Nur's model (1975), constructed for three cases, be regarded as exhausting the problem (vide: Riedel 1929, Mierzejewski 1959, Dewey 1965, Jaroszewski 1972, 1974, Beach 1975, 1977, Verbeek 1978, and others). The proposition of systematization presented below rests on three fundamental criteria. The first criterion states whether the phenomenon concerns the elementary particles of a medium or its structural elements. In the former case, it is fabric dilatancy while in the latter, structure dilatancy. The second criterion determines whether dilatancy develops through the utilization of the pre-existing dislocations (primary or secondary), or whether it leads itself to the formation of new (secondary) dislocations. The former group is referred to as fracture dilatancy, the latter as fissure dilatancy. The third criterion defines the relative proportion of rotational and slip movements taking place between the structural and fabric elements. On the basis of this criterion, rotational, slip and slip-rotational dilatancy has been distinguished.

Distinct cases of structure or fabric dilatancy are hereafter referred to as types. The systematization proposed by the author distinguishes ten types of dilatancy, designated as A—J (Fig. 1).

Type A corresponds to Reynolds's description (1885) and to Nur's model of sand dilatancy (1975). It is slip-rotational fabric dilatancy which develops commonly during the flow of unconsolidated geological

media. It is associated with the intergranular mechanism of plastic deformation. In view of the fact that the boundaries of fabric elements may be regarded as primary "dislocations", it has been assumed that type A represents fracture dilatancy (Fig. 2).

Type B corresponds to Nur's microcrack dilatancy (1975). It is fracture, slip-rotational structure dilatancy which can develop under simple compression (Fig. 2). The type in question is typical of consolidated media, but when there are marked differences in ductility between the matrix of fractured medium and the fissure filling, it can develop in unconsolidated media.

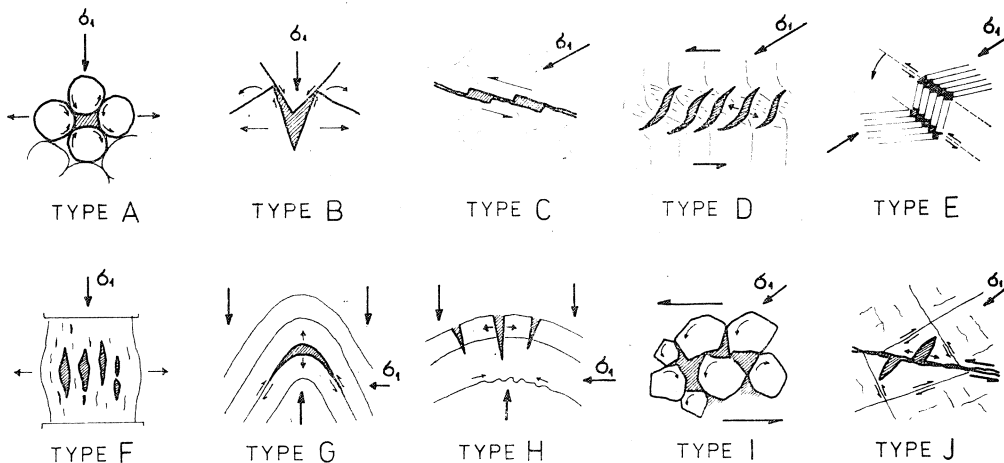


Fig. 1 — Types of dilatancy and the corresponding geological features  
 Fig. 1 — Typy dylatancji i odpowiadające im sytuacje geologiczne

Type C corresponds to joint dilatancy according to Nur (1975). It is fracture, rotational structure dilatancy. It develops mainly in consolidated sediments during the displacement of uneven fault surfaces. The basic mechanism involved is shearing (Fig. 2; De Sitter 1964, Jaroszewski 1972, 1974, Means 1976).

Type D represents fissure, rotational structure dilatancy. Neither this type nor types E—J are comprised by Nur's model (1975). It occurs under the conditions of formation of en-echelon fractures, both in consolidated media and cohesive unconsolidated sediments (Riedel 1929, Closs 1936, Jaroszewski 1974). The principal mechanism involved in its development is shearing (Fig. 2).

Type E is fracture, slip-rotational structure dilatancy which follows the formation of kink folds or zones. It has been reported from consolidated and cohesive unconsolidated sediments (Dewey 1965; Verbeek 1978; Brodzikowski, Cegła 1981). The deformation mechanism it generally accompanies is flexuring (Fig. 2).

Type F is fissure, rotational structure dilatancy. It accompanies the formation of compression axial fissures (Fig. 2), developing in consolidated media and cohesive unconsolidated sediments. This type has been described in several papers (vide: Jaroszewski 1974).

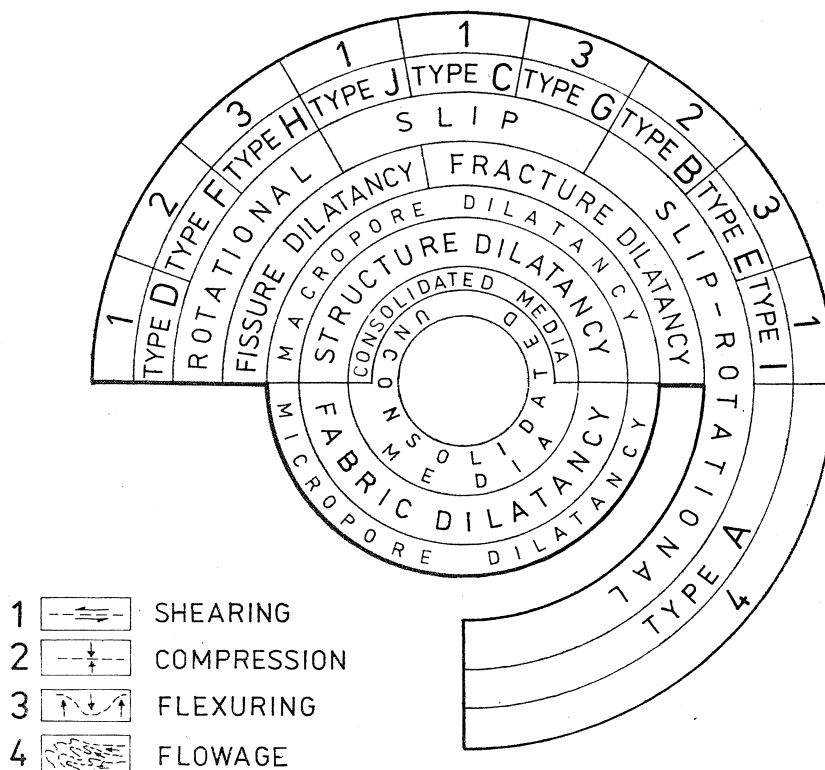


Fig. 2 — Systematization of dilatancy  
 Fig. 2 — Propozycja systematyki zjawiska dylatancji

Type G is fracture, slip structure dilatancy associated with the formation of articulate joints in flexure folds. It occurs commonly in consolidated and cohesive unconsolidated media.

Type H represents fissure, rotational structure dilatancy. It appears as tension fissures in anticlinal bends, formed in the process of strata flexuring (Fig. 2). It has been described by several authors from consolidated sediments (Jaroszewski 1974) but has also been reported from cohesive unconsolidated media.

Type I represents fracture, slip-rotational structure dilatancy. It develops intensely due to the mutual thrust of the fractured rock elements, e.g., during breccia formation. It occurs mainly in consolidated media, but under specific conditions (cf. type B) it can also take place in cohesive unconsolidated sediments. It usually develops in the process of medium shearing, the latter being the principal breccia-forming

mechanism (Fig. 2). This type has been described in several papers, yet its structural effect has never been thought of as connected with the phenomenon of dilatancy (Cloos 1955, Rotnicki 1967).

Type J is fissure, slip structure dilatancy represented by fault tension fissures accompanying Riedel shears (Gzowskij 1971, Jaroszewski 1974). It has been reported both from consolidated and cohesive unconsolidated media. It co-operates with the shearing process (Fig. 2).

The proposed systematization distinguishes one type (A) of fabric dilatancy and nine types (B—J) of structure dilatancy. While all these types may occur in both consolidated and cohesive unconsolidated media, type A alone, i.e. fabric dilatancy, is characteristic of non-cohesive unconsolidated sediments.

#### THE EFFECT OF DILATANCY ON THE COURSE OF THE DEFORMATION PROCESS

Structure dilatancy (types B—J) brings about a volume increase in the medium due to the formation of pores connected with structural dislocations. Dilatant dislocations of minimum volume in relation to the material mass show distinct localization within the sample. Due to this, they have a limited effect on the course of the deformation process. This influence manifests itself in some insignificant changes in physico-mechanical parameters, which are spatially restricted to zones of occurrence of dilatant dislocations. These changes cause local weakening in the medium. The development of structure dilatancy affects the structure-forming process, yet this effect cannot spread freely throughout the medium being deformed.

Fabric dilatancy (type A) is responsible for the general increase in medium porosity. In the process of formation of zones of localized flow (shearing, faulting), this increase is zonal again, and its effect on the course of deformation is limited. If, however, all the medium mass is subject to flowage, the situation changes radically. The reason for this are variations in physico-mechanical parameters, spreading throughout the sediment being deformed. The effect of dilatancy on the development of the deformation process varies from one stage to another. The deformation process may be divided into five basic stages, preceded by the initial stage (Fig. 3).

The initial stage is characterized by the loose packing of the elementary particles, such conditions being prevalent in a freshly deposited sediment. These particles are at unstable equilibrium; consequently the structure and fabric are not yet stabilized. The loose packing of the elements is responsible for the high porosity of the medium which also

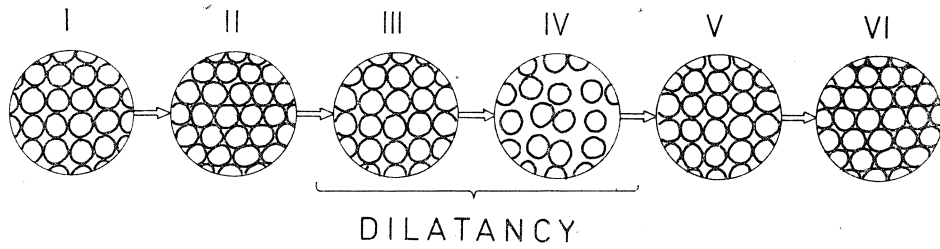


Fig. 3 — Dilatancy and the deformation process in an unconsolidated sediment. (Numbers I—VI correspond to the deformation stages discussed in the paper)  
 Fig. 3 — Zjawisko dylatancji w procesie deformacyjnym osadu nieskonsolidowanego (liczby I—VI odpowiadają wyróżnionym w tekście etapom procesu deformacyjnego)

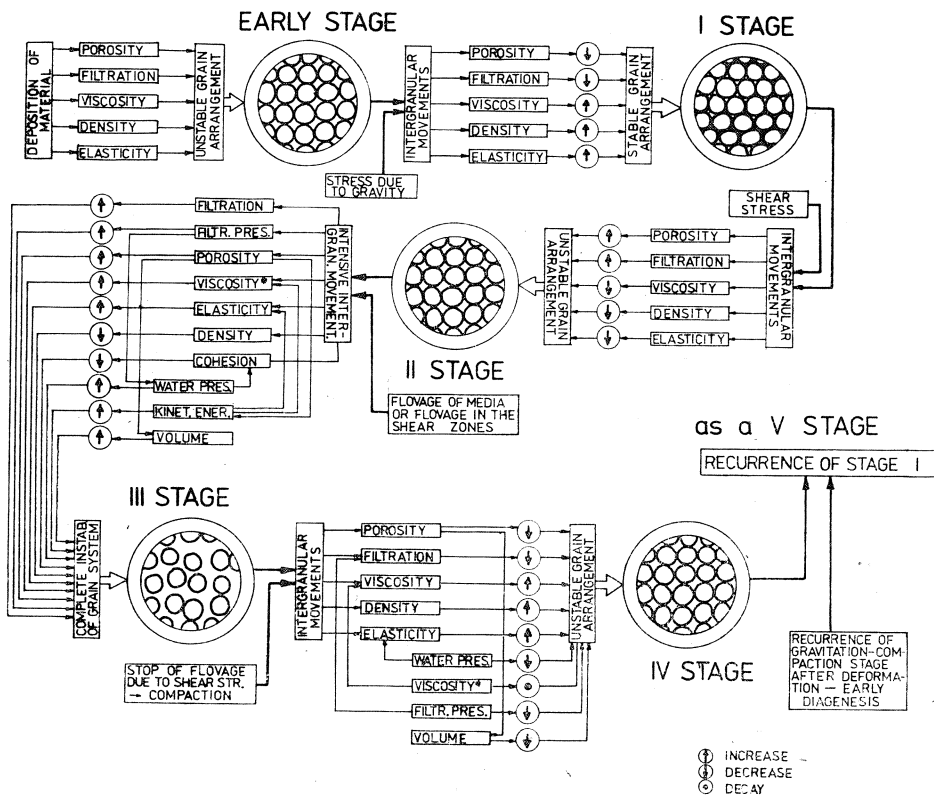


Fig. 4 — A generalized model of the course of deformation, illustrating the directions of changes in the physico-mechanical parameters of sediments. (A detailed description of the figures is given in the paper)

Fig. 4 — Uogólniony model przebiegu procesu deformacyjnego ilustrujący zmiany (kierunki zmian) wartości parametrów fizyczno-mechanicznych osadów. (Szczegółowy opis fig. w tekście)



shows excellent ductility and the ability to react rapidly to both temporary and long-term stress (Figs. 3, 4).

The first stage involves compaction which leads to the reduction in pore space amounting to a dozen or so per cent. Compaction is due to natural gravitational stress (early diagenetic compaction processes) or to applied external stresses. Considerable amounts of liquid and gaseous phases are carried away, but if this is not possible, the neutral pressure increases and is even able to keep the ductility on a level characteristic of the initial stage. Viscosity, elasticity and density increase markedly whereas the coefficient of filtration decreases. The medium fabric becomes stabilized, and the system attains stable equilibrium (Figs. 3, 4).

The second stage is the elastic part of visco-plastic strain, corresponding to the initial phase of shearing (Kisiel, Lysik 1966; Jaroszewski 1974), or to the phase of mobilization of internal friction resistance and shear resistance (Kisiel 1970; Young, Warkentin 1975). Under stress, porosity increases in relation to the first stage. The medium is subject to zonal fabric dilatancy (of the type A) which keeps spreading from one part to another. The increase in porosity causes a rapid decrease in viscosity, density and elasticity and an increase in the coefficient of filtration (Liszkowski 1970). The system loses the strength attained in the previous stage, and because it is again at unstable equilibrium, it becomes an unstable system as in the initial stage. The increase in porosity has been noted only in unconsolidated granular media. In cohesive media this stage corresponds to the further decrease in porosity, and the mobilization of cohesion resistance manifests itself in the fabric dispersion and the linear orientation of elements (Kisiel 1970).

The third stage begins the moment the process of medium flow is initiated, i.e. when the yield point has been reached or the yield strength exceeded<sup>2</sup>. The stress corresponding to this point in unconsolidated media is very small (vide: Kezdi 1974). Further increase in stress enhances the flow rate but has no effect on the nature of the deformation process. Intense intergranular displacements, i.e. the avalanche-like development of fabric dislocations, cause the particles in motion to impart kinetic energy to one another through contacts. At high flow velocities the energy transfer is accomplished through collisions of particles. This course of events results in further increase in porosity which is proportional to the rate of plastic strain. The increase in porosity of the medium flowing under stress (dilatancy), attaining a maximum value in this stage, induces yet another change

---

<sup>2</sup> Yield strength is the stress value corresponding to the inflexion point of rock deformation curves. It coincides approximately with the point at which reversible deformation becomes irreversible (Jaroszewski 1974; cf. Kisiel, Lysik 1966).

in the physico-mechanical parameters. The rate and pressure of filtration increase. There appears apparent viscosity leading to a substantial increase in elasticity (Liszkowski 1970, 1971; Stoch 1974). The noted increase in neutral pressure and volume of the system is attended by a decrease in density and internal friction or cohesion. There is also an increase in deformability inside the sample. The very high energy of the dynamic system discussed is responsible in many cases for the formation of typical brittle strains in the surrounding materials. This is due to the fact that the flowing medium transmits great short-term stresses onto the strata which are in contact with it, but which are incapable of conveying these stresses. A characteristic feature of the third stage of deformation, which both in non-cohesive and cohesive media can be referred to as dilatant flowage, is the high apparent strength of the system. It is due to the fact that the changes in physico-mechanical parameters of the whole system are more rapid than its ability to react to them (cf. Feynman 1974, Szczeniowski 1972).

The fourth stage begins as soon as the stress is removed and the plastic flow is stopped. The scattered particles of the medium lose their kinetic energy, attaining a completely new state. A new structure and fabric are formed. Respective elements attain a state of unstable equilibrium. The physico-mechanical parameters of the medium change again. The porosity of the new system is considerably lower than in the previous stage but higher than in the stage preceding dilatant flowage. The medium possesses higher viscosity, density and elasticity, but simultaneously its volume and filtration coefficient decrease (Figs. 3, 4).

The fifth stage corresponds to the compaction of the secondary fabric of the medium. The secondary fabrics and structures become stabilized due to the elementary particles having reached a state of stable equilibrium (Figs. 3, 4).

#### DISCUSSION

Dilatancy is an important geological agent affecting the course of the deformation process in unconsolidated sediments. A particularly significant role is played by fabric dilatancy, which under favourable conditions spreads all over the medium being deformed (dilatant flowage), in contrast to structure dilatancy which is always confined to certain zones.

The effect of dilatancy on the deformation process, i.e. on the formation of secondary structures and fabrics, is to be associated with the flow of the mass of unconsolidated sediment. The attendant fabric

dilatancy is largely responsible for the increase in the kinetic energy of the system. Such a system, being itself subject to intense deformation, plays, as a dynamic mass, a significant structure-forming role in the adjacent sediments. This is evidenced by numerous discontinuous structures accompanying the sediments occurring in the top and bottom of the medium subject to flowage. Some of the fissures are utilized by clastic veins which testify to the substantial energy of the intruding medium. The above considerations suggest that dilatant flowage of the medium mass has the same significance in the process of formation of clastic veins as the unstable distribution of density and viscosity (cf. Cegła, Dżułyński 1970). A number of dislocation structures that accompany the strata overlying the crests of metasedimentary diapirs provide evidence of the sudden intensification of compaction after the stage of plastic strain.

It is obvious that to accept a one-factor genesis for such structures, i.e. to assume that dilatancy alone was responsible for their formation, would be preposterous. Nevertheless, the author thinks it advisable to attach greater importance to the role played by dilatancy in their formation than it has been done till now.

When discussing the problem of dilatancy, the author noticed that the description of geological phenomena in unconsolidated media was attended with considerable terminological difficulties. It was therefore necessary to use the terminology of other sciences, unpopular in geology. The author postulates that the choice of adequate and unequivocal terms should be the subject of extensive discussion not only among geologists but other scientists as well.

*translated by H. Kisielewska*

#### REFERENCES — WYKAZ LITERATURY

- Beach A. 1975. The Geometry of En-Echelon Vein Arrays *Tectonophysics* 28: 245—263.
- Beach A. 1977. Vein Arrays, Hydraulic Fractures and Pressure-Solution Structures in a deformed Flysch Sequence, SW England. *Tectonophysics* 40: 201—225.
- Bragg L. F. R. S., Nye J. F. 1947. Dynamiczny model struktury krystalicznej in: Wykłady Feynmana z fizyki (in Polish only) vol. II, part. 2: 180—185. Warszawa.
- Brodzickowski K. 1979. Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych zlodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski południowo-zachodniej. Unpublished Ph. D. Dissertation, University of Wrocław, Institute of Geography: 256.
- Brodzickowski K., Cegła J. 1981. Kink-folding in unconsolidated quaternary sediments. *Ann. Geol. Soc. Poloniae* 51, 51: 63—82.

- Brodzikowski K., Van Loon A. J. 1979. Comparison of metasedimentary structures and their genesis in some Holocene lagoonal sediments of The Netherlands and Pleistocene (Mindel) glacio-fluvial sediments of Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 27, 2/3: 95 - 105.
- Byerlee J. D. 1970. The mechanics of stick-slip. *Tectonophysics*. 9: 475-586.
- Cegła J., Dżułyński S. 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. System with reversed density gradients and their occurrence in periglacial zones. *Acta Univ. Wratislaviensis*, 124: 17-42.
- Cloos E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.* 66, 241 p.
- Cottrell A. H. 1970. Własności mechaniczne materii (in Polish only): 534. PWN, Warszawa.
- Dewey J. F. 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*. 1: 459-494.
- De Sitter L. U. 1964. Structural Geology: McGraw Hill. New York.
- Feynman R. P., Leighton R. B., Sands M. L. 1974. Feynmana wykłady z fizyki (in Polish only). vol. II, part 2: 451. PWN Warszawa.
- Frank F. C. 1965. On dilatancy in relation to seismic sources. *Rev. of Geophys.* 3: 485 - 503.
- Gzowski M. W. 1971. Sovremennyye vozmozhnosti otsenki tektonicheskikh napriazhenij v zemnoy kore. Tektonofizika i mechanicheskiye svoystva gornyykh porod.: 240 p. Izd. Nauka. Moskva.
- Jaroszewski W. 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia gór Świętokrzyskich. Mesoscopic structural criteria of tectonics of non orogenic areas: An example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie mountains. *Studia Geol. Pol.* 37: 215.
- Jaroszewski W. 1974. Tektonika uskoków i fałdów. (in Polish only): 296. Wyd. Geol. Warszawa.
- Kezdi A. 1974. Handbook of soil mechanics. Vol I — Soil Physics.: 294. Akad. Kiado. Budapest.
- Kisiel I. 1970. Dociekania z reologii gruntów i skał. (in Polish only): 196. PWN. PAN. Ossolineum. Wrocław—Warszawa—Kraków.
- Kisiel I., Lysik B. 1966. Zarys reologii gruntów (in Polish only): vol. I: 315. Arkady. Warszawa.
- Lambe T. W., Whitman R. V. 1977. Mechanika gruntów (in Polish only): vol. I: 287. Arkady. Warszawa.
- Liszkowski J. 1970. Wpływ litologii genezy i historii obciążeń na własności fizyczno-mechaniczne trzeciorzędowych utworów kontynentalnych północno-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. The influence of litology genesis and stress history on the physico-mechanical properties of tertiary continental deposits of the north-east Jurassic margin of the Holy Cross Mts. *Bull. Geol. Univ. of Warsaw*, 12: 139—196.
- Liszkowski J. 1971. Filtracyjne deformacje utworów lessowych. Filtrational deformations of loess deposits. *Bull. Geol. Univ. of Warsaw*, 13: 87—132.
- Mandl G., de Jong L. N. J., Maltha A. 1977. Shear zones in granular material — An experimental study of their structure and mechanical genesis. *Rock. Mech.* 9: 95—144.
- Means W. D. 1976. Stress and strain. Basic concepts of continuum mechanics for geologists.: 339. Springer Verl. New York—Heidelberg—Berlin.
- Mierzejewski M. 1959. Przyczynek do znajomości zjawisk glacitektonicznych na Dolnym Śląsku. Contribution to the knowledge of Glaci-tectonic phenomena in Lower Silesia. *Bull. Inst. Geol.* 146: 119—131.

- Nur A. 1972. Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of ts/tp travel times. *Bull. Seism. Soc. Am.* 62: 1217.
- Nur A. 1975. A note on the constitutive law for dilatancy. *Pageoph.* 113: 197—206.
- Nur A., Schultz P. 1973. Fluid flow and faulting. 2 Proc. Conf. on tectonic Problems of the San Andreas fault system. Sanford univ. Press.
- Ode H. 1960. Faulting as a velocity discontinuity of plastic deformation. *Geol. Soc. Am. Mem.* 79: 243—321.
- Pampuch R. 1971. Podstawy inżynierii materiałów ceramicznych (in Polish only): 335. PWN. Warszawa.
- Ramsay J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks.: 568. McGraw-Hill. New York.
- Reynolds O. 1885. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact. *Phil. Mag.* Ser. 5, 20: 469—481.
- Riedel W. 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. F. Mineralogie*, Abt. B: 354—368.
- Rotnicki K. 1967. Geneza wzgórz Ostrzeszowskich. Origin of Ostrzeszów Hills. *Bad. Fizj. n. Pol. Zach.* 19: 93—153.
- Stoch L. 1974. Minerale ilaste (in Polish only): 503. Wyd. Geol. Warszawa.
- Szczeniowski S. 1972. Fizyka doświadczalna, część I — Mechanika i akustyka (in Polish only): 704. PWN. Warszawa.
- Verbeek E. R. 1978. Kink bands in the Somport slates, west-central Pyrenees, France and Spain. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89: 814—824.
- Young R. N., Warkentin B. P. 1975. Soil properties and behaviour. 449. Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam.

#### STRESZCZENIE

W 1885 roku Osbourne Reynolds opisał i zdefiniował zjawisko dylatacji. Zgodnie z tą definicją dylatacja jest to proces wzrostu objętości ośrodka w wyniku przyłożenia obciążenia, poprzez zwiększenie porowatości. Zjawisko to charakterystyczne jest dla początkowych stadiów procesu ścinania ośrodka piaszczystego, będącego w stanie zagęszczonym (Reynolds 1885, Lambe & Whitman 1977, Means 1976). Późniejsze badania tektoniczne wykazały (Jaroszewski 1974), że zjawisko dylatacji występuje również w ośrodkach zlityfikowanych, gdzie obserwuje się je w postaci szczelin rozwartych różnej genezy i wielkości. Wiadomo jest dziś, że dylatacja odgrywa istotną rolę w procesach deformacyjnych, szczególnie ośrodków nieskonsolidowanych (Cegła & Dzułyński 1970, Liszkowski 1971). Rola ta nie została jednak dokładnie określona.

W niniejszym artykule autor przedstawia propozycję systematyki zjawiska dylatacji (pełniejszą od prezentowanej przez Nura, 1975) oraz próbę interpretacji jej wpływu na przebieg procesu deformacyjnego w osadach nieskonsolidowanych.

Omówienie problemu dylatacji z punktu widzenia pogranicza geologii i szeregu nauk fizycznych zmusiło autora do zastosowania terminologii wymagającej odrębnego wyjaśnienia, a zaczerpniętej z dysloka-

cyjnej teorii ośrodków ciągłych. Z uwagi na fakt, że w rozważaniach nad rozwojem zjawiska dylatacji zastosowano porównanie pomiędzy teoretycznym modelem budowy elementarnej, np. piasku (Mandtl et al. 1977) oraz modelem budowy atomowej metalu (Bragg & Nye 1947) wyjaśnione musi zostać stosowanie powszechnych terminów struktury i tekstury.

Tekstura (tu: odpowiednik angielskiego terminu „fabric”) oznacza wykształcenie i wzajemne położenie elementów ośrodka, które uzależnione jest przede wszystkim od fizyczno-chemicznych cech tych elementów.

Struktura to zespół cech wykształcenia i geometrii ośrodka, uzależnionych od charakteru przebiegu procesów strukturotwórczych (akumulacji, degradacji i deformacji). Struktury i tekstury są pierwotne i wtórne. O ile tekstura odzwierciedla własności fizyczno-chemiczne cząstek, o tyle struktura oddaje historię i mechanizm formowania ośrodka.

Pod pojęciem dyslokacji autor rozumie każdą liniową nieregularność budowy ośrodka. Punktowa nieregularność budowy zwana jest dyslokacją. Jeśli dyslokacja występuje pojedynczo, a więc obejmuje znikomą ilość elementów tekstury, można ją określić terminem dyslokacji tekstury. Rozwój jej polega na liniowej zmianie orientacji elementów bezpośrednio ze sobą sąsiadujących. Gdy mamy do czynienia ze strefowym nagromadzeniem dyslokacji tekstury ułożonym liniowo, a obejmującym wiele sąsiadujących w pionie i poziomie elementów ośrodka, mówimy o dyslokacji struktury. Dyslokacje są pierwotne i wtórne.

Propozycja poniższej systematyki zjawiska dylatacji oparta jest na trzech kryteriach. Pierwsze określa czy zjawisko zachodzi pomiędzy elementami tekstury (dylatacja tekstury), czy pomiędzy elementami struktury ośrodka (dylatacja struktury). Drugie mówi czy rozwija się ona przez wykorzystanie już istniejących dyslokacji (dylatacja spękania), czy też sama prowadzi do formowania nowych (wtórnych) dyslokacji (dylatacja szczelinowa). Trzecie kryterium ustala względną przewagę udziału ruchów rotacyjnych lub ślizgowych pomiędzy elementami struktury lub tekstury. Tu rozróżniamy dylatację rotacyjną, ślizgową i ślizgowo-rotacyjną. Systematykę zjawiska dylatacji ilustrują Fig. 1 i Fig. 2. Wydzielono dziesięć typów dylatacji, wśród których jeden (Typ A) to dylatacja tekstury, odpowiadająca modelowi Reynoldsa (1885) i „dylatacji piasku” wg Nura (1975), pozostałe zaś (Typy B—J) to dylatacja struktury. Typ B pokrywa się z modelem „dylatacji mikrospeknań”, typ C zaś odpowiada „dylatacji szczelin” wg Nura (1975). O ile wszystkie wyróżnione typy mogą występować w ośrodkach skonsolidowanych i spoistych, nieskonsolidowanych, o tyle wyłącznie typ A charakterystyczny jest dla luźnych ośrodków nieskonsolidowanych. Dylatacja struktury prowadzi do bardzo ograniczonego strefowo

wzrostu objętości ośrodka. Powstałe pory związane z dyslokacjami mają minimalną objętość w stosunku do objętości próby. Dlatego ten typ dylatacji ma ograniczony wpływ na przebieg procesu odkształcenia, przejawiający się lokalnymi zmianami parametrów fizyczno-mechanicznych ośrodka. Dylatacja tekstury powoduje w nim ogólny wzrost porowatości. Wzrost ten w przypadku tworzenia stref zlokalizowanego płynięcia lepkoplastycznego jest podobnie jak poprzednio mały w stosunku do objętości próby. Gdy jednak płynięciu ulega cały ośrodek następują bardzo istotne dla przebiegu procesu odkształcenia zmiany parametrów fizyczno-mechanicznych w całej próbie. Wpływ zjawiska dylatacji na przebieg procesu deformacyjnego na tle zmian właściwości ośrodka ilustrują Fig. 3 i Fig. 4. Proces deformacji osadu nieskonsolidowanego podzielić można, w aspekcie analizy zjawiska dylatacji, na wstępny i pięć zasadniczych etapów. Etap wstępny odpowiada procesowi formowania pierwotnych struktur i tekstur i charakteryzuje się chwiejną równowagą układu. Etap drugi to zagęszczanie, a więc zmniejszanie porowatości. Dylatacja pojawia się w etapie drugim odpowiadającym sprężystej części odkształcenia lepkoplastycznego, czyli początkowej fazie ścinania. Etap trzeci jest okresem plastycznego płynięcia ośrodka, podczas którego dylatacja osiąga największe wartości. W etapie czwartym, rozpoczynającym się z chwilą zdjęcia obciążenia tworzą się nowe, wtórne struktury i tekstury. Etap piąty, to ponownie zagęszczenie, w którym układ zyskuje trwałą równowagę, przez co struktury i tekstury stabilizują się. Najistotniejszy wpływ dylatacji na przebieg procesu deformacyjnego ma miejsce w etapie czwartym, tzw. dylatantnego płynięcia. Występują wtedy największe zmiany parametrów mechanicznych ośrodka oraz maksymalnie wzrasta jego energia kinetyczna. Układ taki sam ulegając intensywnej deformacji, odgrywa jako dynamiczna masa, doniosłą rolę strukturotwórczą w osadach z nim sąsiadujących. Przejawami jej są liczne struktury nieciągłe, towarzyszące osadom zalegającym w stropie i w spągu ośrodka płynącego. Liczne spękania wykorzystywane są przez żyły klastyczne, które są odzwierciedleniem znacznych energii ośrodka intrudującego. Przedstawione rozważania wydają się sygnalizować, że dylatantne płynięcie masy ma podobne znaczenie w procesie formowania żył klastycznych, jak niestateczny rozkład gęstości i lepkości (Cegła & Dżułyński 1970). Szereg struktur dyslokacyjnych towarzyszących warstwom zalegającym ponad przegubami diapirów metasedymentacyjnych, świadczy o nagłym nasileniu kompaktacji po etapie płynięcia plastycznego, a więc jest świadectwem dylatantnego wzrostu objętości w czasie odkształcenia.

Jest rzeczą oczywistą, że łączenie takich struktur wyłącznie ze zjawiskiem dylatacji byłoby niedorzecznością. Niemniej, zdaniem autora celowe jest zwrócenie większej niż dotychczas uwagi na możliwość

znacznego udziału w ich tworzeniu tego zjawiska. Prezentowane omówienie problemu dylatacji zwróciło uwagę autora na trudności terminologiczne, które pojawiają się przy opisie zjawisk geologicznych w ośrodkach nieskonsolidowanych. Często niezbędnym, z punktu widzenia precyzji i adekwatności sformułowań, staje się zapożyczenie, niepopularnej w geologii, terminologii innych nauk. Dobór właściwej terminologii winien stać się w przyszłości przedmiotem szerokiej dyskusji, nie tylko w gronie geologów.