

Alkaline Soda-Saline Soils

V. A. KOVDA

M. V. Lomonosov State University. Faculty of Biology and Soil Science, Moscow

Ample geographical data have now been accumulated showing that alkaline soda-saline soils are extremely widespread throughout the various continents of the world. (The term "alkaline soda-saline soils" always means soils which contain large quantities of carbonate and bicarbonate salts of sodium and potassium, i.e. soda solonchaks, soda solontsy, etc.) In view of the high toxicity of carbonic alkalis and of the very unfavourable physical properties imparted by these salts to both soils and soil-forming sediments, alkaline soda-saline soils have very low natural fertility and can only with difficulty be used for farming. The upshot of all this is that the subject of the origins and reclamation of soda-saline soils constitutes one of the most vital problems of present-day soil science. This explains why the question of alkalinity of soils, and in particular, of the origins of the soda they contain, has claimed the attention of many outstanding scientists (HILGARD [18, 19], SIGMOND [47, 48], GLINKA [16], GEDROITZ [12, 13, 14], KELLEY [24, 25].) The monographs of KOVDA [27], KELLEY [25] and ANTIPOV-KARATAEV [2] contain an account of contemporary theories on the origins of soda and the processes of formation of alkaline soils. The new generation of soil scientists EGOROV [9, 10], SZABOLCS [52, 53, 54], SYUN-I., RAYCHAUDHURI [42, 43], BAZILEVICH [4] and others — are now continuing the research on this subject.

I. Geographical distribution of alkaline soda-saline soils

It has been established that there are, in every continent of the world, large areas of alkaline soda-saline soils.

The soda-saline soils of Asia have been described by numerous scientists, including the author of this survey. On the territory of the People's Republic of China, such soils are found on the ancient alluvial plains of the basin of the Sungari river (a tributary of the Amur); on the delta-alluvial plains of the Hwang Ho and innumerable other rivers flowing into the Yellow Sea; on the alluvial terraces of the Hwang Ho and the tributaries along its middle reaches (in North Western China); in the submontane alluvial plains and lower terraces of the rivers of Western China which flow down from the Tien Shan and Kunlun mountains including, in particular, the Tarim, Aksu, Kizil Su and Manas; and lastly, on the alluvial terraces of the large and small rivers of Mongolia (SYUN-I. (1936), KOVDA [32, 37, 38, 39], EGOROV [9]).

The existence of soda-saline soils (soda solontsy and soda solonchaks) on the alluvial plains and depressions of the Mongolian People's Republic has also been ascertained (BESPALOV [1951]). Saline soils of sodic salinity (often in combination with chlorides and sulphates) are widespread also on the alluvial and alluvial-deluvial plains of the Indian sub-continent (RAY-

CHAUDHURI [42, 43]). Soda-saline soils are very often found, likewise, on the alluvial terraces of the river Indus (and its tributaries), in Pakistan and India. Another extensive zone of soda-saline soils exists in North and North West India, on the alluvial-deluvial sub-montane plains formed by the numerous rivers flowing down from the Himalayas towards the Indian Ocean; on the alluvial plains of the middle reaches of the Ganges and of its tributaries, west of meridian 80°, and there are varying alkaline soils on the alluvial terraces and depressions of the Deccan plateau amongst the black cotton soils of the monsoon belt. And lastly, large areas of soda-saline soils are to be found on the river terraces of South West and Southern India (States of Bombay, Madras), where they exist in combination with lateritic soils of ancient surfaces.

Heavy alkaline soils, with ground-waters often a depth of 1.5–2.5 m., were known to Indian farmers and scientists under the name of “*Usar*” from ancient times.

The phenomenon of secondary soda salinity following the installation of irrigation systems was observed in India, and research was done on the subject.

Indians knew about the accumulation of free carbonates and bicarbonates of sodium in these soils, and were aware that they are strongly alkaline (pH 9–11); and they made a study of reclamation methods, based on a combination of chemical, biological and hydrotechnical measures (LEATHER [1897]; NASIR [1925]; PURI and TAYLOR [1937]; MUKHERJEE [1946]; RAYCHAUDHURI [42, 43], KAUL [22] and others).

The area covered in India by alkaline soils of various types amounts to some 2–2.5 million hectares (Fig. 1). ROZANOV [45] established the existence of black, highly alkaline soils (pH 9) in Central Burma. Soda-saline soils are often found on fore mountain alluvial-deluvial plains in Iran (including the Teheran region); there are indications that soda-saline soils exist also in Turkey (round Lake Van and elsewhere); and various scientists have referred to alkaline soils on the alluvial plains of the Tigris and Euphrates, in Iraq (BURINGH [1960]).

As regards the Soviet Union, soda-saline soils are found in both the Asiatic and the European part of the country. In Soviet Asia, the presence of soils of this type has been established on the alluvial plains of both large and small rivers in Eastern Siberia, Yakutia, the Transbaikal region, the Baraba and Kulunda lowlands in Western Siberia, several parts of the Urals region, the alluvial-deluvial plains of Transcaucasia, the borders of Azerbaijan (Karabakh steppe), and in Armenia (Araxes valley). The soda deposited in the lakes of Western Siberia has been used for industry for a very long time. Soda solontsy and soda solonchaks have also been noted in certain regions of the Caucasus, Moldavia, the Ukraine and the Great Russian plain — where they occur always on the first and second alluvial terraces of steppe rivers and within the boundaries of clearly defined depressions. Sodium-saline soils have likewise been found on the alluvial plains of the rivers Don, Dnieper and Danube and their tributaries.

Central and Western Europe

The presence of soda solontsy and soda solonchaks was noted long ago in the Hungarian depression, where reclamation work has been carried out by the ordinary farmers for more than a hundred years (on the terraces of

the Danube and the Tisza, Hortobágy depression). The scientific research on saline soils done in Hungary by SIGMOND [47, 48] concentrated mainly on alkaline soda soils of various types. The presence of soda-saline soils has been established also on the alluvial terraces of steppe rivers in Rumania, Bulgaria and Yugoslavia. Though first-hand evidence is lacking, there is reason to assume that soda-saline soils are likely to be formed on the alluvial plains of Greece, Italy and Spain. Generally speaking, nevertheless, soda-saline soils are much less widespread in Western and Central Europe than in Eastern Europe and Asia.

Africa

The Arabs were familiar with soda and alkaline soils from very early times. In fact it was from Arabic that the word "alkali" passed first into Western European and thence into American geological and pedological terminology. The formation of alkaline soda-saline soils and the accumulation of large quantities of practically pure soda occurred in Egypt from ancient times. One of the most important centres of accumulation of soda deposits, used as raw material for the chemical industry, is found the lake Wadi Natruni. Slightly soda-saline soils are found in some parts along the terraces of the Nile, and more strongly ones in the Nile delta — the latter being caused by secondary salinization of irrigated soils (KOVDA [33, 34]) —. Soda salinity in this area has been accentuated during the past 30–40 years due to the construction of dams and the cessation of flooding irrigation. Alkaline soils occur also in Northern Morocco in combination with the black soils known as *tirs* located, geomorphologically speaking, on alluvial plains, both ancient and young [8, 17, 41].

Another region where soda waters, soda lakes and soda-saline soils are wide-spread is throughout the whole length of the East African graben (fault trough), running all the way from the Red Sea, through Ethiopia, to Tanganyika and Kenya. Most of the lakes in this well-known tectonic depression contain sodic waters and form soda sediment-trona. Black alkaline soda soils, both young and ancient, often form on the lake-alluvial and river-terrace plains along this graben. There are indications that black strongly alkaline soils are sometimes found on the alluvial plains of the river Congo; and are fairly common in North Eastern Nigeria, especially round Lake Chad.

Strongly alkaline soils have been observed, also in the arid zones of South Africa (Kalahari, Angola). Apparently, soda salinity is typical of the hydro-morphous soil-formation regions of the African savannahs.

North and South America

There are large areas of soils affected by alkalinity in both North and South America. North America contains vast alluvial plains, having black prairie soils, in Canada and U. S. A. Soda solontsy, soda solonchaks, and soda lakes and ground-waters are often to be found amongst predominating black prairie soils. Special mention must be made of the Great Lakes region, and the Central Californian lowland. In California, soda-saline soils are found in the delta of the Sacramento and St. Joaquin rivers, extending far into the south of California along the terraces of the St. Joaquin river, also on the alluvial fans of numerous small rivers flowing down from the Sierra Nevada. South of California, soda-saline soils are observed on the alluvial plains of Mexico,

stretching down into Central and South America. Large areas of alkaline soils exist, too, on the plains and alluvial terraces of the savannahs and dry forests of Brazil, Venezuela, and of Central and Southern Chile. They are particularly widespread on the coastal alluvial and ancient alluvial plains of Uruguay and Argentina; soda solontsy and solonchaks occur frequently in the black pampas soils of Argentina (PAPADAKIS [1963]).

Australia

The presence of alkaline soda-saline soils has also been observed on the Australian continent. On the steppe alluvial and deluvial plains and river terraces of the arid central region of Australia, we frequently come across patches of soda-saline soils with strongly marked solonetz and solonchak characteristics.

Lastly, mention must be made of the volcanic islands of *Oceania*. The author observed, at first hand, that soda-saline soils form in places where there is both a relatively dry climate and an accumulation of alluvium and deluvium comprising weathering products of volcanic rock (Hawaiian Islands).

To sum up our knowledge of the geography of alkaline soda-saline soils — as yet far from complete — the following general conclusions may be drawn:

1. These soils are found in cold (permafrost), temperate, sub-tropical and tropical belts, i.e. all the way from the sub-arctic to the Equator and far south of it.

2. Geomorphically speaking, alkaline soils most often coincide with lake and river terraces, young and ancient alluvial plains, and deluvial and proluvial fore mountain plains in depressions and also, occasionally, on high mountain plateaux.

3. Climatically speaking, alkaline soils occur in regions which have a continental or arid climate at least part of the year (monsoon region, for instance), and where, therefore, evaporation exceeds run-off either permanently or at least some of the time.

4. Alkaline soils are associated as a rule with black humus soils: chernozems, prairie soils, meadow soils of alluvial plains. They may, however, also occur amongst the podzol soils in the north, the brown and chestnut soils of the warm belt, the red earths and *regurs* (black cotton soils) of the monsoon tropics, the sierozems of the dry sub-tropical belts, and the savannahs of the dry equatorial zone.

5. Hydrogeologically speaking, alkaline soda-saline soils are almost always characterized by the presence of relatively little saline, but always slightly alkaline waters, with concentration of between 0.5 and 5.0 g./l. These waters may sometimes lie very deep down (tens of metres) but their level is much more often fairly high (of the order of 1-3-5 m.), so that they exercise a direct influence on the contemporary soil-forming process.

KOVDA [30] in 1946, pointed out that there exist in the USSR specific provinces of soda and sulphate-soda accumulation occurring mainly in the extensive depressions of the Eurasian steppe and forest-steppe zone. The present survey shows, however, that the area of contemporary soda accumulation in the world is both far more extensive and more varied in regard to climatic, hypsometric and soil conditions and also as to distribution throughout the continents of the world.

II. Main properties of alkaline soda-saline soils

In the vast majority of cases, alkaline soda-saline soils are characterized by a top horizon, extending down to a depth of from 50 to 100 cm., having dark, very dark or black colour, passing by gradual stages, into grey, light grey or yellowish subsoil. Against the dark, grey profile of the soil, light coloured or whitish patches of calcium carbonate, brownish-rusty or dark blue patches of sesquioxides (particularly in the lower horizons) accompanied, sometimes, by a grey sprinkling of siliceous dust are often observed.

As a rule, the top horizons of soda-saline soils are exceptionally unstructured, compact, and cemented. The humus horizons of the soil, in the dry

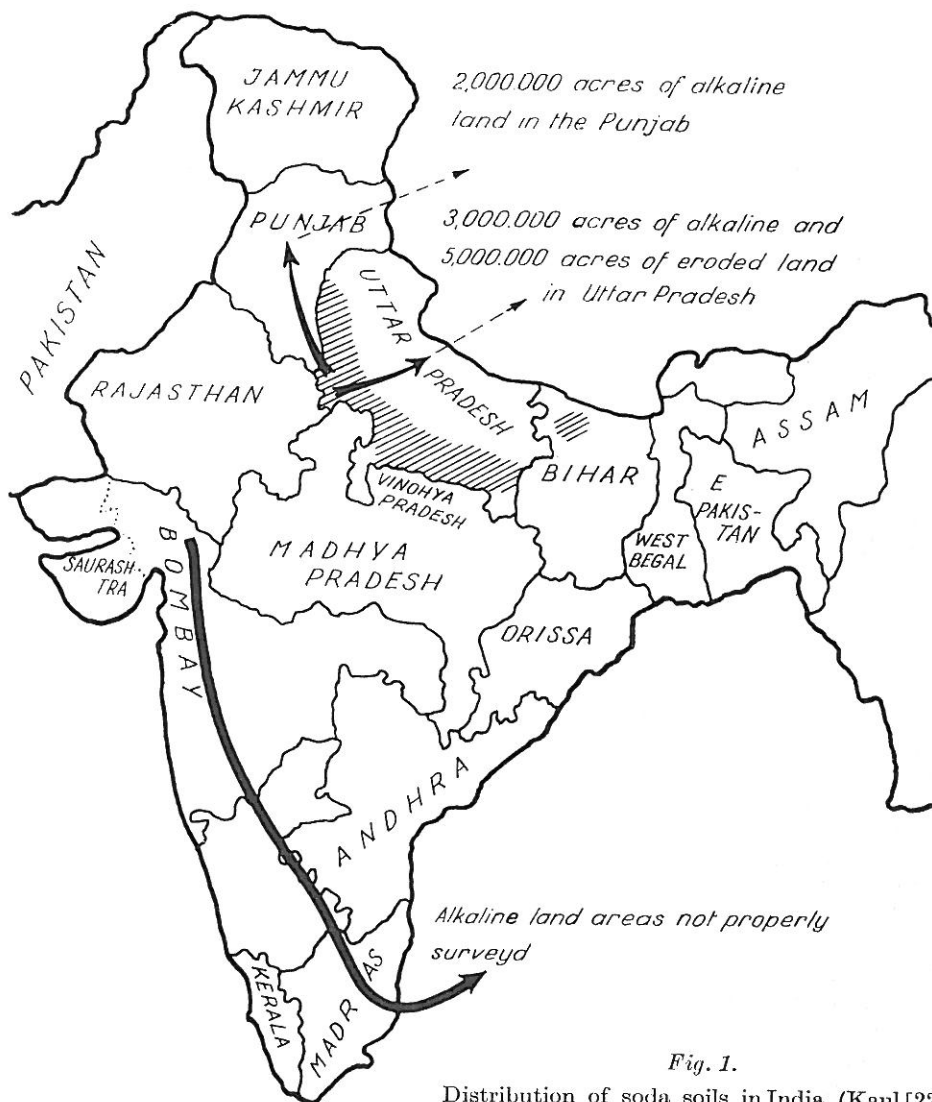


Fig. 1.
Distribution of soda soils in India (Kaul [22])

seasons of the year, are strongly compressed, with the result that they are traversed by wide fissures, to a great depth. During the damp seasons, on the contrary, the soil swells and all the soil lumps increase in size, with the result that the cracks are filled up and the soil becomes practically impermeable. The top part of the profile of alkaline soils comprises columnar, prismoid or cloddy strata, known as the B-horizon. This horizon may begin right from the soil surface; or it may be covered by a thin A-horizon, formed as a result of the action of the root systems of grasses. The deeper the ground-water table the thicker, as a rule, the A and B-horizons of alkaline soils will be. Puddles of water on soda soils are usually turbid brownish-black in colour; when they dry up, there remains on the soil surface a shiny black crust or film of dry colloidal substance. The soil profile often contains small and large grains of newly-formed ferric and manganese oxides indicating the influence, present or past, of a high ground-water table. The ground-waters in most cases lie at a depth of between one-and-a-half and three metres, although they may sometimes be found to be much further down.

There are a large number of transitional stages between dark alkaline soda-saline soils and slightly alkaline dark-coloured soils and cemented black soils of various types: meadow soils, terrace soils, prairie, valley smolnitzes, chernozems, black cotton soils, etc. Soils with fairly low alkalinity (pH 8.5—8.8) will have a specific plant cover adapted to these particular conditions; whereas strongly alkaline soils (pH 9, 10, 11) have, as a rule, practically no plant cover. Soils with strong sodic salinity — of the order of 1.5—2.0—3.0% — lose their dark colouring owing to the coagulating effect of the easily soluble salts, acquire a false, friable structure and become — albeit only temporarily — permeable.

The chemical properties of alkaline soda-saline soils vary very widely. The total amount of easily soluble salts contained in water extracts is not large — usually between 0.3 and 0.5%, though it may sometimes be as much as 0.7—1.0% and, on very rare occasions, even between 2 and 3%. In soils with a high ground-water-table (1.5—3.0 m.) there is a definite pattern in the distribution of the easily soluble salts, with the maximum on the surface or in the B-horizon just below the surface; and a gradual decrease down towards the ground-water table (Fig. 2). In soils with a low ground-water table (5—10 m.), the maximum amount of easily soluble salts (including carbonates and bicarbonates of sodium) is found in the lower part of the B-horizon and in the C-horizon. As regards degree of salinity, alkaline soils are not, relatively speaking, very strongly saline — differing, in this respect, from sulphate and chlorido-sulphate saline soils, which have a salt content of several per cent. As regards composition, analysis of the easily soluble salts contained in a water extract taken from alkaline soils shows that carbonates and bicarbonates of alkali head the list: the CO_3^{2-} content is 0.05—0.07%, that of HCO_3^- of the order of 0.1—0.2%. In soils with maximum soda salinity, the content of these ions may be as much as 1%.

The presence of free carbonates and bicarbonates of alkali, being accompanied by hydrolysis, causes the occurrence, in soda-saline soils, of a strongly alkaline reaction; with the result that the pH value, in alkaline soda-saline soils is above 8.5 — it varies between 9 and 11. Strong alkalinity is in fact one of the main features of the chemistry of soils of this group.

There exists, as between the total salt accumulation in the soil and ground-waters and the degree of alkalinity (expressed by the concentration of HCO_3^- anions or pH), a definite albeit complex dependence. The highest degrees of alkalinity are linked with certain relatively low values for the general content of easily soluble salts. Above a certain figure (more than 5 g./l. in ground-waters and more than 1% in soils), for the total quantity of salts, the degree of alkalinity begins to decrease noticeably, until it reaches the minimum figure (Fig. 3. and 3a). Bicarbonates and carbonates of alkali may be contained in alkaline soils either in practically pure form or mixed with chlorides or sulphates. For this reason, a distinction must be drawn between two types of alkaline soils: soda-sulphate and soda-chloride. Table 5. contains analytical data for alkaline soils of different types of chemical composition.

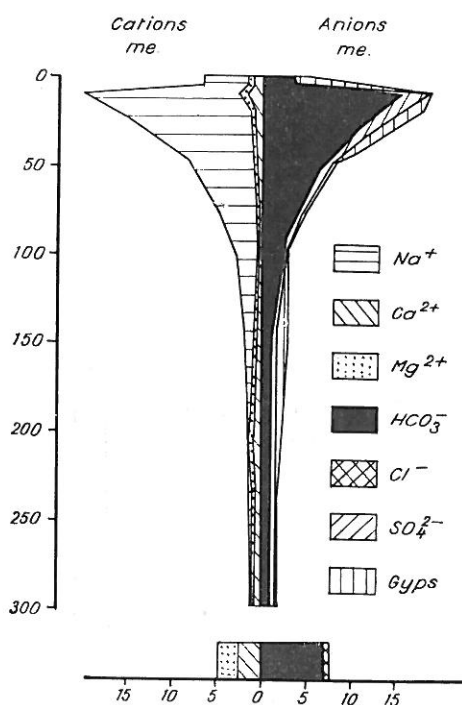


Fig. 2.

Salt profile of soda-solonetz-solonchak; 3rd terrace of the river Samarka, Profile 23.

Both soil solutions of alkaline soils and alkaline ground-waters almost always contain large concentrations of dissolved silica (60–80–100 mg./l. SiO_2). These solutions are partly colloidal. The total quantity of mobile SiO_2 in a water extract obtained from alkaline soil may sometimes be as much as 0.05–0.1%. The quantity of mobile silica in soils increases with the growth of general alkalinity and pH values. There have been cases of the maximum formation of mobile silica in the soil profile of soda soils being located near the surface.

A constant feature of soil solutions and soil extracts from alkaline soils is the presence of mobile forms of organic substance (alkaliumates). Indeed, it is these humates that give water extracts the dark coffee colour so characteristic of these soils. And lastly, water extracts and solutions of soda-saline soils are sometimes found to contain anions of aluminium (from aluminates

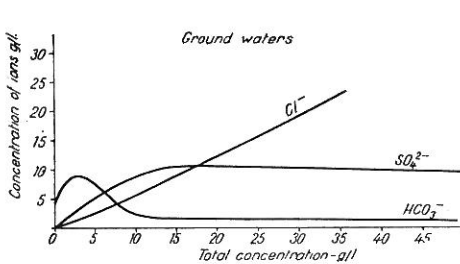


Fig. 3.
Relationship between alkalinity and salt concentration in the ground-water

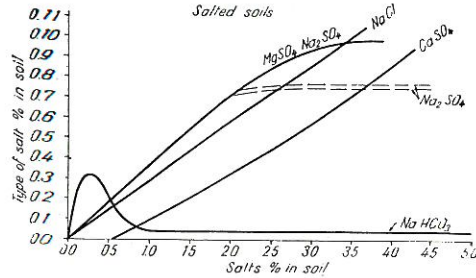


Fig. 3a
Relationship between the soil's degree of alkalization and the accumulation of alkaline salts

of alkali). It is clear from the foregoing that alkaline-type saline soils contain, in addition to carbonates and bicarbonates of alkali, also silicates, humates and aluminates of the same alkalis (Fig. 4).

Analysis of the mineral matter and in particular of the colloidal phase has established many interesting facts. As regards absolute and relative content of soil colloids, soda-saline soils are richer than other types of soil. Highly

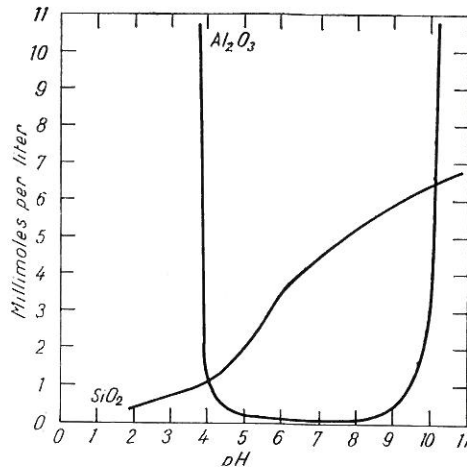


Fig. 4.
The solubility of silica and alumina as a function of pH. After CORRENS [5]

dispersed fractions (particle-diameter less than 0.2 microns) constitute, in soda soils, up to 40–60% of the total weight; such large quantities of dispersed matter have not been found in other types of soils. As regards distribution of highly dispersed fractions in the profile of alkaline soils, there is a marked

maximum in the surface horizons, which are most strongly alkaline. In cases where there is no A-horizon, and the horizon of maximum alkalinity lies on the soil surface, then the maximum of soil-colloid content will also be on the soil surface. On the other hand, in the case of alkaline soils having both an A and a B-horizon, the maximum soil-colloid content will be found in the B-horizon. This indicates that soda-saline soils are exceptionally colloidal, owing to the dispersing effect of alkali salts. As regards mineral and chemical composition, the highly dispersed fractions of alkali-saline soils are characterized by a wide ratio of compounds of silica to sesquioxides. It has been shown by several examples for conditions existing in the USSR that the ratio $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ is of the order of 4 : 1. Colloidal fractions of alkaline-saline soils contain, in addition to crystallized minerals, a considerable quantity of amorphous minerals and organic compounds. Amongst the crystallized compounds found in alkaline soda soils, the most important is montmorillonite, which was almost invariably found to predominate in the mineral composition of highly dispersed fractions of alkaline soda-saline soils. It is montmorillonite and the organic colloids which give alkaline soils their very large physico-chemical absorbing capacity, attaining 35–45 milliequivalents per 100 g. Montmorillonite is also responsible for the shrinkage of alkaline soils when dry with the formation of deep fissures; and for the swelling of these soils when they are damp — the crystal lattice of montmorillonite then expands considerably. The dark hue of montmorillonite (especially its ferrous forms, formed in hydro-morphic conditions) further intensify the dark colour of alkaline soils. Then again, an abundance of montmorillonite minerals facilitates the formation of a prismoid-columnar soil structure with a tendency to hexahedron formation — montmorillonite, as we know, is one of the tabular minerals, hexa-

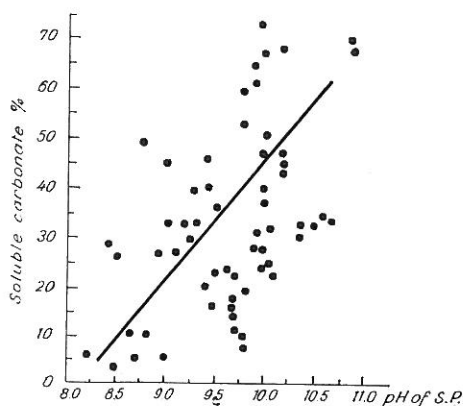


Fig. 5a

Relationship between pH and soluble carbonate

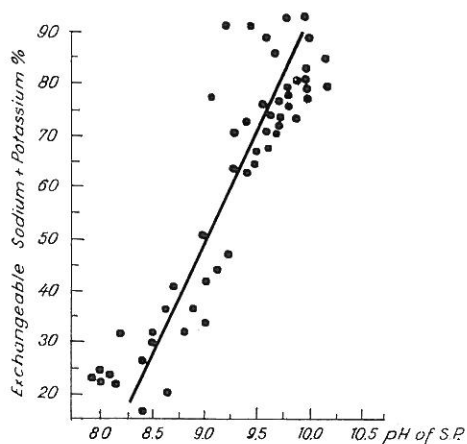


Fig. 5.

Relationship between pH and exchangeable sodium + potassium

hedron in shape. In this respect, the columnar-prismoidal horizons of alkaline soils constitute, in a sense, paracrystals of montmorillonite.

The result of the constant presence of sodium carbonates and bicarbonates in the soil solutions of alkaline soils is that the absorbing complex of these

soils is saturated with exchangeable sodium. The higher the degree of alkalinity, the greater will be the quantity of exchangeable sodium contained in the composition of the adsorbed cations. There is a definite dependence between alkalinity of water extracts taken from these soils and the quantity of exchangeable sodium (Fig. 5. and 5a). Since, in an alkaline medium, the solubility of calcium carbonate and calcium bicarbonates decreases considerably, the quantity of calcium ions contained either in solution or in adsorbed state is not large.

Thanks to the combination of intense alkalinity and extremely unfavourable physical properties, alkaline soils have exceptionally poor natural fertility. The physiological toxicity of soda is several times higher than that of chlorides and, more especially, of sulphates. Even on soils with total alkalinity of about 0.07% HCO_3^- and pH 8.7, many cultivated plants fail to develop normally; and with total alkalinity of about 0.1% HCO_3^- , and pH 9.5, almost all cultivated plants die. The presence of exchangeable sodium has a similar effect: quantities of adsorbed sodium constituting 25–30% of the exchange capacity make soil barren for most agricultural crops and utterly unsuitable for tillage and irrigation.

In Table 1 are given data showing a close connexion between the level of natural fertility of soils and the degree of their alkalinity.

Table 1
Approximate connection between the alkalinity and fertility of soils

	Exchangeable Na^+ in % of capacity			
	5	10–15	25–30	50
Total alkalinity of water extract in % of HCO_3^- on weight of soil.....	0.02–0.04	0.05–0.06	0.07–0.08	0.1–0.2
pH of water extract or paste of soil	7.5–8.4	8.5–9.0	9.0–9.5	9.5–10.0
Relative fertility of soil %	100	60–75	20–30	—

In those ancient soils which were in the past, subjected to cycles of sodalinity of varying degrees of intensity, the above-described properties, which make them unsuitable for agricultural development tend to persist for a long time. Strong alkalinity can disappear under the influence of natural geochemical and biochemical desalinizing and neutralizing processes and absorbed sodium can be replaced, in varying degrees, by the exchangeable calcium produced by decaying roots or by weathering; but the detrimental physical soil properties due to the presence of montmorillonite and of non-crystallized, amorphous, colloidal compounds of silica and secondary aluminosilicates persist in soils for a long time, making it difficult to utilize them for agriculture.

III. Processes of formation of soda

The formation, migration and accumulation of compounds of carbonates and bicarbonates of alkali constitutes one of the oldest geochemical processes in existence, and one which is still taking place, all over the world, to this day. As we know, aluminosilicate minerals represent by far the most important com-

ponent in the mineral composition of the earth's crust, constituting 80–85% by weight of the rocks. Some of these minerals are highly stable; whilst other have little stability and are easily weathered in the presence of water, particularly when it contains carbonic acid. The chemical weathering of sodium and potassium aluminosilicate minerals — more particularly those like feldspars and feldspathoids — is accompanied by the formation of solutions of bicarbonates and carbonates of alkali, also of ionic and colloidal forms of silicas and aluminium oxides. The universal predominance of feldspathic minerals in the earth's crust in all climatic zones leads to the continuous formation, everywhere, of solutions of silicates, bicarbonates and carbonates of alkali, and alkali earths. It is for this reason that, when we analyse the chemical composition of natural waters in different climatic zones we invariably find that the lower their mineralization, the greater the relative quantity of dissolved silica, bicarbonates and carbonates of metal they contain. Special research was done on this question by Soviet and Chinese soil scientists in 1956–1957 in the basin of the Amur and Sungari rivers, with the author himself taking part. In the course of this work it was demonstrated, on a large quantity of material specially assembled for the purpose that, in the most diluted ground-waters (50–100 mg./l.) silica alkalinity represented 70–90% of the total alkalinity. When the total concentration increases to 500–1000 mg./l., both the relative and the absolute quantity of dissolved silica decrease sharply, with a simultaneous marked increase in the content of the hydrocarbonate anion (Table 2.).

Table 2.

Chemical features of the ground-waters of the Amur-Sungari basin

Type of ground-waters	Total dry matter mg./l.	pH	SiO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻
			mg./l.			
Silicate	50 – 100	4,5 – 6,5	22 – 42	40 – 50	—	—
Silicate-hydrocarbonate	100 – 500	5,5 – 6,5	12 – 22	40 – 60	—	—
Sodium-hydrocarbonate	500 – 1000	6,5 – 7,5	6 – 12	60 – 80	5 – 10	—
Sodium-sulphate	1000 – 3000	7,5 – 8,5	traces	40 – 50	20 – 30	20 – 30

The formation of bicarbonates and carbonates of alkali is particularly intensive in the case of rocks and minerals of recent volcanic origin. Basalts, volcanic lava, volcanic ash and volcanic tuff, when exposed to the action of natural waters and carbonic acid, undergo intensive disintegration, forming large quantities of mobile silica, alumina and free bicarbonates and carbonates of alkali. This process is most marked when the pyrogenous material contains mainly nephelines or syenites. The experiments which the author carried out personally some time ago (KOVDA and BYSTROV [35]) showed that the hydrolysis which nephelinic syenites undergo, especially in the presence of carbonic acid, is so intensive that a simple water extract taken from pulverized syenite removes large quantities of mobile silica, and bicarbonates and carbonates of alkali are formed. The same thing was established by STEVENS and CARRON in 1948, by observing the hydrolysis reaction of aluminosilicates subjected to intense friction in water (Table 3). Similar phenomena are also observed in nature: spring, ground and subsoil waters, also lakes fed by streams in areas

of recent volcanic deposits, contain large quantities of carbonates and bicarbonates of alkali and of mobile silica. In an arid climate zone, new volcanic areas will always be characterized by the formation of waters and soils containing soda. This is the origin of the soda-saline soils and lakes in the East

Table 3.
Hydrolysis of aluminosilicates in water

Mineral name	pH when abraded in water	Mineral name	pH when abraded in water
Amphiboles		Feldspars	
Actinolite	11	Albite	9, 10
Hornblende	10	Oligoclase	9
Carbonates		Labradorite	8, 9
Calcite	8	Anorthite	8
Dolomite	9, 10	Orthoclase	8
Siderite	5, 6, 7	Microcline	8, 9
Clay minerals and Al-oxides		Feldspathoids	
Kaolinite	5, 6, 7	Nepheline	10, 11
Montmorillonite	6, 7	Leucite	10
Boehmite	6, 7	Micas	
Diaspore	6, 7	Biotite	8, 9
Gibbsite	6, 7	Muscovite	7, 8
		Olivine	10, 11
		Pyroxenes	
		Aegirite	9
		Augite	10
		Diopside	10, 11
		Hypersthene	8
		Quartz	6, 7

African graben region (Kenya), the alkaline soils of Chile and Argentina, and the soda solonchaks of Transcaucasia and in particular Armenia. According to BERG this is the origin, too, of the soda lakes and soda accumulations in the U. S. A. We give below an analysis of the soil profile of Kenya (Table 5). It will be seen that the deep subsoil horizons, formed of freshly-weathered volcanic ashes, are characterized by usually high alkalinity, with pH reading of up to 10. The constant weathering of aluminosilicate minerals on drainage basins produces a steady supply of bicarbonates and carbonates of alkali which migrate with the subterranean and surface waters and accumulate, in undrained areas with arid climate conditions, to form alkaline soils.

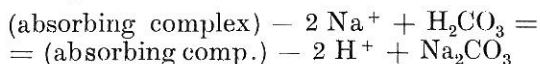
Amongst the other mineral processes responsible for the formation of carbonates and bicarbonates of alkali, mention should be made of the HILGARD and GEDROITZ reaction frequently referred to in works on soil science and geochemistry, and which consists of a process of double exchange between sodium salts (sodium chlorides or sulphates) and calcium carbonate or magnesium, in the presence of carbonic acid.

HILGARD's theory of soda formation, which is accepted by very many scientists, presupposes the coming together of limestones, marls and carbonate deposits (loess) with solutions of chlorides and sulphates of sodium.

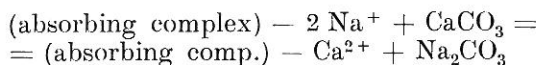
In itself, the system $\text{CaCO}_3 + 2 \text{NaCl} (\text{Na}_2\text{SO}_4) = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2 (\text{CaSO}_4)$, if these compounds are merely juxtaposed, cannot give rise to the formation

of soda to any marked extent. The reaction will proceed in the direction of the least soluble compound — CaCO_3 . Under usual conditions, therefore, this process produces only insignificant quantities of soda. All the same, it would be a mistake to underestimate the part which this system may play in the geochemical processes, in view of the innumerable different conditions which may arise in the weathering crust. Evaporation, low temperatures, the presence of other salts — all these may cause soda to separate out and be precipitated in soils. A great deal of research has been devoted to studying this reaction in laboratory conditions, and this work is described in the monographs quoted in the foregoing pages. GEDROITZ [12] established that the rising movement of weak solutions of sulphuric and chlorous salts of sodium, alternating with descending leaching streams, causes accumulation of exchangeable sodium in the absorbing complex of the soil. In the presence of dissolved carbonic acid, the hydrolysis of sodium clay is accompanied by the formation of bicarbonates and carbonates of alkali.

The exchange reactions between the sodium-saturated soil on the one hand and the carbonic acid or calcium carbonate on the other are expressed by the following scheme, worked out by GEDROITZ [12], KELLEY [25] and SIGMOND [47, 48]:



or



These reaction may be repeated indefinitely with the same result — i.e. the formation of soda.

It is the lixiviation of the soda thus formed and its migration, through surface and ground-waters, into depressions which, when these waters evaporate, form soda accumulations. There are, finally, grounds for believing that the mineralization of the organic substance of certain plants may also lead to the formation of carbonates and bicarbonates of alkali. There are still many plants which have not been studied from this point of view; but it is well known that the ashes of the sunflower constitute a source of potassium carbonate; and that various halophytes of the East African savannah likewise provide potassium carbonate and soda. Then again, products obtained from the leaves of the *Haloxylon* and from the stems and leaves of *Artemisia* and some other xerophytic plants found in the steppes and semideserts of the USSR are highly alkaline; in the deserts of Central Asia there is an arborescent *Haloxylon* bush whose fallen leaves are highly alkaline; and the *Haloxylon*, when burned, produces raw material for potassium carbonate.

Table 4. contains extremely interesting data collected by BAZILEVICH [4] showing that many dry steppe and desert plants are capable of highly selective accumulation of sodium or potassium, without compensation by such anions as PO_4^{3-} , SO_3^{2-} , Cl^- . These plants include the *Haloxylon aphylla*, *Anabasis aphylla*, *Anabasis salsa*, *Bassia sedoides* and various types of *Artemisia* and *Elymus*.

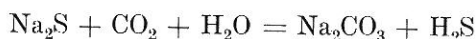
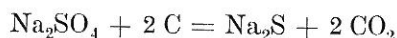
Alkalis, apparently, exist in these plants in the form of salts of organic acids or sorption compounds which, when mineralized or brought into contact with carbonic acid, form carbonates.

Table

Composition of ash substance in the green parts of desert and steppe plants

Name of plant	Pure Ash %	CaO	SiO ₂	K ₂ O	P ₂ O ₅	MgO
Haloxylon aphilla	22.32	2.82	0.32	1.49	0.22	1.57
		100.6	10.6	31.6	9.3	77.9
Anabasis aphilla	18.06	2.32	0.26	4.00	0.22	1.94
		82.7	8.7	84.9	9.3	96.2
Anabasis salsa	22.67	4.60	0.39	2.19	0.26	1.57
		164.0	13.0	46.4	11.0	77.9
Bassia sedoides	15.13	0.38	0.59	1.69	0.42	0.35
		13.6	19.6	35.9	17.7	17.4
Camphorosma monspeliacum	7.87	0.89	0.86	2.11	0.35	0.70
		31.7	28.6	44.8	14.8	34.7
Carex orthostachys	7.68	0.35	2.44	0.46	0.20	0.40
		12.48	81.2	9.8	8.4	19.8
Elymus salsuginosus	8.00	0.17	3.49	2.09	0.23	0.32
		6.2	116.2	44.3	9.7	15.9
Artemisia nitrosa	11.86	0.50	0.37	2.84	1.52	1.14
		17.8	12.3	60.3	64.2	56.5
Artemisia parviflora	5.10	0.63	0.79	1.20	undeter- mined	0.32
		22.4	26.3	25.5		15.9

A great deal of research has been done and much written about the possibility of carbonates and bicarbonates of alkali being formed as a result of deoxidizing reactions (reduction). It was already known in the nineteenth century that, in an anaerobic milieu, processes of desulphuration and denitri-fication of sulphuric acid and nitric acid salts occur. The hydroxides of alkaline and alkali-earth metals which remain after desulphuration through interaction with the carbonic acid of solutions, produce carbonates and bicarbonates. This reaction, which occurs according to the scheme:



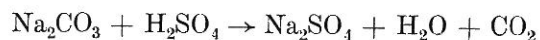
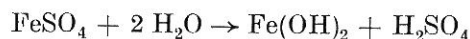
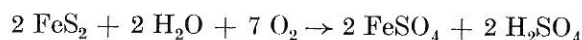
is always accompanied by the formation of hydrogen sulphide, and sulphurous compounds of heavy (FeS, FeS₂) and light (CaS, Na₂S) metals. In order for this reaction to take place, the main conditions are the absence of oxygen and the presence of organic matter and of deoxidizing micro-organisms. Such conditions are to be found in swampy soils, on the bottom of shallow lakes, seas and coastal bays; and in lagoons, estuaries and stagnant deltaic ponds. Similar conditions also occur in enclosed deposits of such minerals as coal, lignite, oil and bitumen. A detailed study has been made, in particular, of the phenomenon

4.

 in $\frac{\%}{\text{meq.}}$ of dry plant. (Drawn up by BAZILEVICH [4])

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SO ₄ ²⁻	Na ₂ O	Cl ⁻	Alkalinity in HCO ₃	Author, Locality
0.30	0.02	0.78	11.56	1.56	2.33	BAZILEVICH and RODIN, North-West Turkmenia Takyr-type solonchak soil
17.6	0.8	19.5	372.9	44.0	38.2	
0.23	0.002	0.97	5.60	3.46	3.27	
13.5	0.1	24.2	180.7	97.6	53.6	— ditto —
0.37	0.004	1.27	11.04	1.25	1.84	
21.8	0.2	31.7	356.2	35.2	31.8	BAZILEVICH, Kulunda, soda solonetz, highly columnar solonchak
0.37	0.03	0.63	8.42	2.46	2.88	
21.8	1.1	15.7	271.6	69.4	47.2	
0.34	0.05	0.54	1.51	0.17	0.76	— ditto —
20.0	1.9	13.5	48.7	4.8	12.4	
0.11	0.005	0.47	2.25	0.54	0.80	Ditto, peaty, boggy solon- chaktype soil
6.5	0.2	11.7	72.6	15.2	13.1	
0.11	traces	0.05	0.26	0.10	0.27	Ditto, soda-solonetz- solonchak
6.6		1.2	8.4	2.8	4.4	
0.26	0.06	1.15	2.20	0.60	0.87	Baraba, sulphat-chloride solonchak
15.3	2.3	28.7	71.0	16.9	14.2	
0.32	0.22	0.27	0.49	0.15	undeter- mined	BOLYSHEV. Caspian depression; solonetz
18.8	8.3	6.7	15.8	4.2		

of the disappearance of sulphates and the accompanying accumulation of carbonates of alkali in the petroleum waters reduced in the course of the formation of oil deposits. However, the preservation, in these circumstances, of the bicarbonates and carbonates and in particular the soda formed, is possible only on condition that there is absolutely no inflow of oxygen. The moment aeration occurs or the bog, pond or lagoon dries up, the moment the oxygen from the air penetrates into the deoxidized waters, rock or soil, the sulphides and in particular the ferrous sulphide will be oxidized and form large quantities of free sulphuric acid, leading to intense acidification of the milieu and destruction of the accumulated carbonates. It is in this way that free sulphurous and sulphuric acids, ferric oxides, sulphates, alum, etc. are formed during the working of petroleum deposits and during operations for drying out and aerating deposits on the bottom of lakes and bogs, deltas, lagoons and estuaries. The above oxidation reactions of sulphides may be expressed by the following scheme:



Oxidation of sulphides occurs also in coal mines, with the result that the waters in these mines are exceptionally acid. In all these cases, initial alkalinity gives place, as a result of the formation of sulphurous and sulphuric acids, to strong acidity, with pH of the order of 2—3. Such phenomena were observed, for instance, in the organomineral deposits on the bottom of Lake Sevan in Armenia, after some parts lying under shallow water had been laid bare when the water-level was lowered for an electric power station. Most of the saline and water-logged low-lying land along the coast of the Baltic and North Sea have highly acid solonchaks; and similar phenomena have been observed repeatedly by Soviet, Finnish, German and Dutch soil scientists. The same thing occurs, though on a far larger scale, in the coastal parts of the delta estuaries and lagoons of the humid tropical zones of Asia, Africa and Latin America. The acute resulting acidity not only disintegrates the calcium carbonates and completely neutralizes the carbonates and bicarbonates of alkali, but also affects the biological properties and fertility of the soil. Most naturally formed soils, including bogs, lake-bottom deposits and delta soils, are subject to an alternating oxidizing-reduction regime; with the result that as a rule, the soils and ground-waters of these areas are characterized by acute acidity rather than by acute alkalinity. Processes of reduction cannot, therefore, be considered to play a significant part in the formation of free bicarbonates and carbonates of alkali on the land surface in ordinary atmospheric conditions. It is only in closed, underground places where no oxygen can penetrate that it is possible for desulphuration and elimination of sulphuric compounds from subterranean waters, with accumulation in those waters of free bicarbonates and carbonates of alkali to occur and continue over a long geological period. The discharge of these deoxidized reduced alkaline waters in depressions, low-lying areas and river-valley terraces causes the formation of soda-saline soils which cannot be attributed to present conditions on the earth's surface. It is possible that this is the explanation for the presence of soda accumulations and soda-saline soils in Western Siberia, the Yakutsk depression, Moldavia and North Africa.

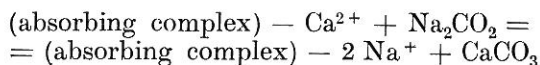
IV. Conditions governing the continuous existence and accumulation of soda

We have examined, in the foregoing pages, the processes which lead to the formation of bicarbonates and carbonates of alkali including soda. We shall next consider the conditions under which soda, when formed, is able to exist, migrate and accumulate, without passing into other compounds. One of the most important of the factors which restrict the ability of bicarbonates and carbonates of alkali to go on existing in solutions is the presence of dissolved salts of calcium — such as for instance calcium sulphate or calcium chloride: both these compounds when reacting with sodium bicarbonates and carbonates, form calcium carbonate — which is practically insoluble in an alkaline medium — as well as sodium chloride and sodium sulphate. The presence of calcium sulphate in landscapes — which is characteristic, for instance, of the territories of Soviet Central Asia, where there are almost always thick deposits of gypsum in Quaternary and Tertiary sedimentary rocks, and also in soils — causes the constant neutralization of bicarbonates and carbonates of alkali, and their transformation into calcium carbonates. This is probably the reason

why soda-saline soils are virtually unknown in Uzbekistan, Southern Kazakhstan, Tadjikistan and Turkmenia.

Free carbonates and bicarbonates of alkali cannot accumulate in substantial quantities until the whole of the calcium sulphate and calcium chloride reserves in any given territory have been transformed into carbonates. Only after this has occurred can soda exist and accumulate in free form.

A similar effect, though in a much lesser degree, is exercised by the presence in soils, soil-forming rocks and aquiferous horizons, of adsorbed exchangeable calcium. When alkaline gravitational or capillary solutions pass through sedimentary rock saturated with exchangeable calcium there occur physico-chemical reactions whereby the exchangeable calcium is replaced by sodium, or by potassium of bicarbonates or carbonates:



The product of these reactions will be sedimentary rock or soil saturated with sodium, and a deposit of calcium carbonate. In these conditions, free soda cannot accumulate until the whole stratum of sedimentary rocks or soils is saturated with exchangeable sodium, and all the exchangeable calcium is transformed into carbonates. Only after this has happened will the circulating alkaline solutions be able to subsist and give rise to soda-salt accumulation. In areas consisting mainly of loess and loess-type rocks which, as a rule, contain large quantities of exchangeable calcium, the reaction described above may be of immense geochemical significance. The same applies to river and lake alluvium which is likewise, in most cases, saturated with exchangeable calcium. The continued sedimentation of loess-like material from eolian deposits, or of alluvium from river and lacustrine waters, will bring a constant inflow of exchangeable calcium into the sphere of reaction, thus neutralizing the free carbonates and bicarbonates of alkali which are formed by the weathering or mineralization of organic matter.

A similar effect may be exercised by the appearance of calcium ions of biogenic origin — i.e. formed by the mineralization of the roots or surface organic residues of plants whose tissues contain calcium in large quantities. The chief such plants are cereals and pulses, the ashes of which are particularly rich in calcium compounds. Biogenic calcium sulphate in soil solutions produced by decay of the proteins will be a very effective factor in neutralizing alkalinity. A vital part in regulating the presence or absence of free bicarbonates and carbonates of alkali in natural waters, sedimentary rocks and soils is, apparently, played by the process of formation of secondary clay minerals. As we know, natural waters always contain a small quantity of dissolved silica and sesquioxides. The interaction of these components during the drying up of the solutions is accompanied by the appearance of products of reciprocal coagulation, such as allophanoids and crystalized clay minerals of various types. The formation of the crystal lattice of these minerals may be accompanied by non-exchangeable sorption of alkalis and their elimination from the solution, with residual formation of carbonic acid and water. This process is of special importance in the case of potassium, which becomes fixed in non-exchangeable form in clay minerals of the mica group. However, some sodium also passes out into the structure of the crystal lattice of a number of clay

minerals. Increasing quantities of data are now being accumulated to indicate that even feldspars are capable of secondary formation in ordinary surface thermodynamic conditions. If this is so, then it may be assumed that secondary mineral formation plays a vital part in the removal of potassium and sodium ions from solutions of natural waters and, thereby, in restricting the presence and accumulation of large concentrations of bicarbonates and carbonates of alkali.

In what geographical conditions do we find small concentrations of calcium combined with low intensity of formation of clay minerals?

One of the main processes responsible for reducing the calcium salts in the milieu to a small quantity is their leaching out by natural waters. This happens, for instance, in damp marine climates, in mountain and northern climates, and in humid monsoon tropics. In such conditions, both weathering and soil-forming products and also natural waters will be characterized by a low calcium-salts content. However, the natural waters of such regions will carry very weak solutions of carbonates and bicarbonates which, on entering areas with an evaporation régime, may cause the formation of alkaline soda-saline soils, or else of alkaline lakes. Conditions such as these evidently exist in California, Transcaucasia, Equatorial Africa, the Northern Ukraine and Hungary.

In absolute desert regions such as, for instance, the deserts of Western China or Latin America, chemical and mechanical weathering is so slight that the necessary prerequisites for the formation of secondary clays are lacking. Another point is that gypsum and calcium chloride in large quantities are non-existent here — owing to the low rate of chemical and biological weathering. According to EGOROV's [9] data the absence of clay-formation in the deserts of Western China, and the slowness of chemical weathering are particularly conducive to the accumulation of free soda in exceptionally large concentrations. Lastly, in high mountain regions and areas with a cold climate such as that of Northern Siberia and Northern Canada, conditions likewise promote the loss of calcium compounds and the preservation, in solutions, of small concentrations of carbonates and bicarbonates of alkali.

In cold winter conditions, compounds of carbonic alkalis will accumulate in soils because the low temperature greatly reduces their solubility, and they are able to precipitate out.

The most favourable conditions for the formation of soda, and the preservation and accumulation of free soda in soils and solutions will be a combination of the following: *a*) young volcanic areas enclosed by new pyrogenous deposits (from which the geochemical discharge derives); *b*) depressions and hollows with insufficient natural drainage (towards which the geochemical discharge is directed); *c*) a climate such that evaporation predominates over run-off in the water balance. This combination of circumstances is fairly common: examples are South and Central America, California, Transcaucasia, and the East-African graben.

V. Physico-chemical properties of sodium carbonates

The easily soluble salts which cause soda salinity in soils are composed mainly of the following water-soluble minerals: soda ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) which crystallizes in soils with ten molecules of water, forming a mealy-fibrous mass;

thermonatrite ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) — this is the same chemical compound but with one molecule of water only and a different crystal form, and it likewise accumulates in the form of mealy granules in soils and sedimentary rocks; trona — a salt containing two molecules of water, usually present in soda-saline soils and along the shores of soda-alkaline lakes in the form of pure salt deposits ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$); and lastly, nahcolite (NaHCO_3) — an anhydrous bicarbonate of sodium which is always present together with the three above components, being found in solutions as well as in deposits in both soils and sedimentary rocks. Sodium carbonates are highly soluble in water; so in particular is soda which, at high temperatures, attains a concentration of nearly 500 g./l. — higher even than that of sodium chloride. The solubility of carbonates and bicarbonates of alkali depends to a very great degree on surrounding conditions, and varies within very wide limits. Most astonishing is the extent to which the solubility of sodium carbonates and bicarbonates depends on the temperature: at temperatures of zero and below, the solubility of soda and sodium bicarbonate, also that of sodium sulphate (but *not* that of sodium chloride) drops to as little as 3–5 g./l. At temperatures of around 30 °C, the solubility of soda is as high as that of sodium chloride, i.e. approximately 350 g./l.; whilst at temperatures of 40 °C the solubility of soda is considerably higher than that of sodium chloride (Fig. 6). The behaviour of soda in relation to temperature is similar to that of sodium sulphate, whose solubility also varies enormously with the temperature, being low in cold temperatures

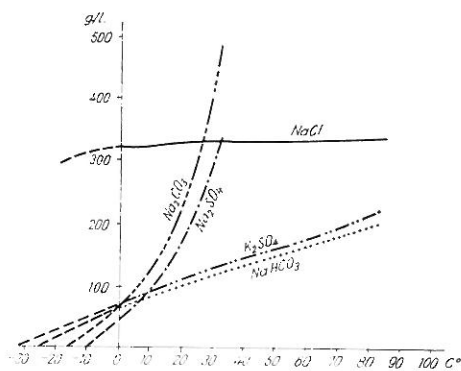


Fig. 6.
Solubility of salts depending on temperature

and many times greater in hot ones. The solubility of sodium bicarbonate is likewise much higher in warm temperatures, though it varies less than soda.

In the study of soil and geochemistry, this factor is of outstanding importance. It means that soda, at atmospheric temperatures of the order of 10–15 °C and at 0 °C and below, will precipitate out into deposits in lakes and soils together with sodium sulphate: whilst chloride solutions will be carried away by ground, sub-soil and surface waters in the direction of the general geochemical flow. It is thus to be expected that, in regions with a cold climate and severe winters, saline soils will be characterized mainly by accumulation of sulphates and carbonates alkali. In a dry, hot climate, on the other hand,

owing to the fact that soda will then be more soluble than chlorides, separation may occur and soda may accumulate in the areas of final evaporation of the solutions. Combined migration and accumulation of soda and sodium chloride will be comparatively rare, occurring mostly in places where there are deep, reduced underground waters flush with the surface. The solubility of sodium carbonates depends also in great measure on the salts contained in solution. Sodium sulphate in particular plays a very important part: when present in large concentrations, it lowers the solubility of soda and sodium bicarbonate and causes them to be precipitated out into deposits. For instance, saturated solutions of sodium sulphate, at concentrations of the order of 200 g./l., transform soda and sodium bicarbonate into an insoluble deposit (Fig. 7).

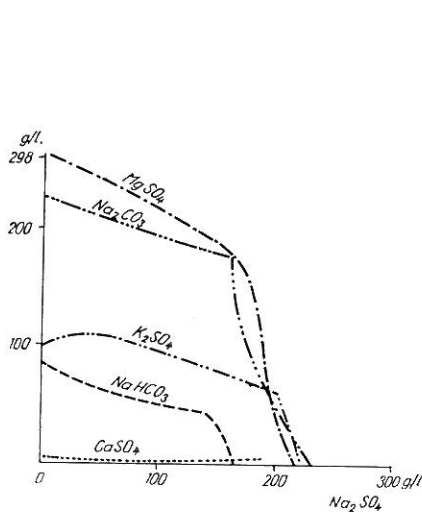


Fig. 7.
Solubility of salts depending
on Na_2SO_4 concentration

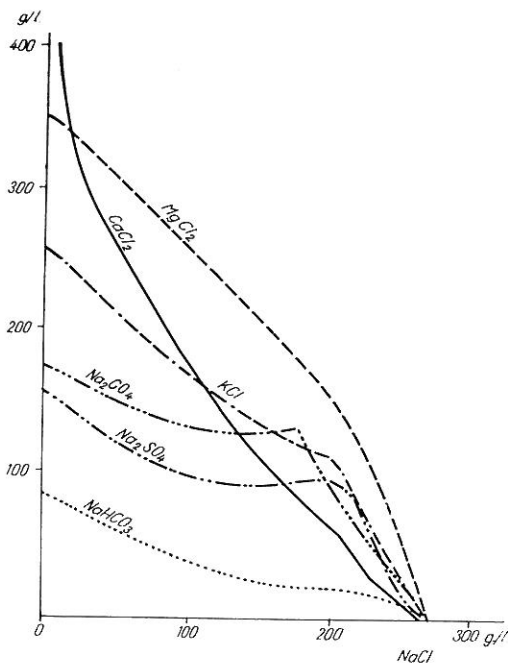


Fig. 7a
Solubility of salts depending
on NaCl concentration

The influence of sodium chloride in this respect is similar to that of sodium sulphate, though not as strong. The solubility of sodium carbonates and bicarbonates decreases sharply with a total concentration of sodium chloride of the order of 260–270 g./l. In view of the fact that the solubility and migration capacity of sodium carbonates decrease in the face of high concentrations of sodium sulphate and sodium chloride, most highly concentrated natural brines will contain only small quantities of sodium carbonates and bicarbonates.

A sharp distinction can thus be drawn, in the geochemistry of salts on land, between regions of accumulation of carbonates of alkali and regions of accumulation of chlorides and sulphates: the potential *areals* of accumulation

of bicarbonates and carbonates of alkali being much larger than those of chlorides or even of sulphates. Soda and sodium bicarbonates will tend to accumulate in regions where the general salt content is fairly small, i.e. mainly in those at the initial stages of salt accumulation.

A high soda concentration in solutions, in its turn, exercises a strong influence on the solubility and mobility of calcium carbonate, which is an extremely important compound in soil chemistry. Figure 8. shows that there is a very sharp drop in the concentration of calcium even in solutions with relatively low general alkalinity. In the presence of sodium bicarbonate,

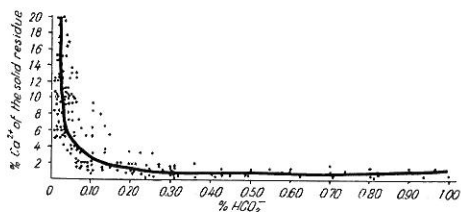


Fig. 8.

Relationship between content of water-soluble Ca^{2+} and the total alkalinity

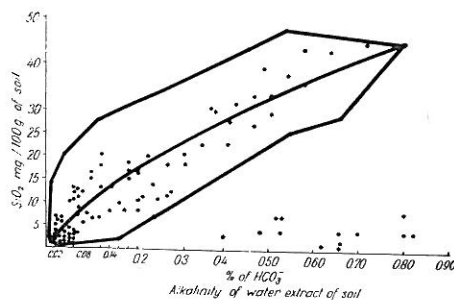


Fig. 9.

Relationship between concentration of water-soluble SiO_2 and the total alkalinity of soils

calcium bicarbonate still retains some degree of solubility; but the presence of soda, even when the total alkalinity level drops to 0.1–0.2 %, virtually eliminates the calcium from solutions. This explains why the ground-waters, in regions of alkaline salt accumulation, contain practically no dissolved calcium salts despite the presence of calcium carbonate in the rocks and soil horizons.

We have studied this phenomenon on the basis of numerous analytical data relating to soils of varying degrees of alkalinity. The data given in figure 8. show that, after the alkalinity figure for water extracts reaches 0.05% HCO_3^- , these extracts contain practically no calcium salts.

When it comes to compounds of silica, aluminium and organic matter, it will be seen that normal and bicarbonate alkalis influence their solubility and mobility in precisely the opposite direction (Fig. 4): the greater the alkalinity of the solution, i.e. the greater the concentration of soda in it, the more compounds of silica, alumina and humus in the form of true, molecular or colloidal solutions it will contain. The same applies to soils: the higher their alkalinity, the greater amount of mobile forms of silica and organic matter their soil solutions or water extracts will contain (Fig. 9). It is a well-known fact that rain puddles, surface streams and small brooks flowing through soda-saline soil areas, are strongly tinted by organic matter. This capacity of alkaline soda solutions to turn compounds of silica, alumina and organic substances into mobile form has very far-reaching consequences in soil science and geochemistry.

Sodic-salt accumulation areas will be characterized by more than the accumulation of bicarbonates and carbonates of alkali: there will also occur

at the same time — though the process may not be visible — accumulation of compounds of silica, alumina and organic substances brought into the area with the alkaline waters of surface or underground streams. Measured in absolute terms, the amount of these components brought into the area in this way will not at any one time be large; but these processes, continuing throughout long geological eras, culminate in the accumulation of considerable quantities of silica, alumina and organic substances, and the emergence of a highly specific type of soil-forming substratum. It is precisely this property — the capacity to transport silica and alumina compounds into areas of salt accumulation — that is, in our opinion, responsible for the formation in these areas of sedimentary rocks rich in secondary, amorphous minerals with marked predominance of silica over alumina and, more particularly, responsible for the formation, in these regions of montmorillonite-type clays containing a constant admixture of highly dispersed organic matter. Even kaolinite-type clay deposits, under the influence of alkaline ground-waters, containing dissolved silica, are inevitably transformed into montmorillonite-type clays. As a result of all these factors combined, the sedimentary soil-forming rocks of soda-saline regions will be dark in colour, be characterized by high dispersion, have a large swelling capacity when damp, and shrink and crack when dry. In other words, they will possess all the properties which distinguish soda-saline soils from the other soil types. The main reason for the black colour of meadow- soda-saline soils is of course the accumulation of humus in hydromorphous soil-formation conditions.

VI. Soda-accumulation — the first stage in the process of salinization of soils and waters

The results of studies which the author carried out over a period of many years, and report on which were published at various times (KOVDA [30, 31, 36, 37, 38, 39]), show that there exist certain specific relations between the quantity of the salts which accumulate in natural waters and soils and their composition. In the process of the growth of the mineralization of water, the following quantitative and qualitative stages occur:

1. Completely fresh waters of the tropics and of northern forest regions, containing silica and organic substances; total concentration 0.01–0.1 g./l.;
2. Fresh hydrocarbonate-calcium waters with concentrations of 0.2–0.3 g./l.;
3. Hydrocarbonate-sodium waters with concentrations of 0.5–0.7 g./l.;
4. Hydrocarbonate-sodium waters with salts concentrations of 0.5–3.0 g./l., containing sulphates and, less often, chlorides;
5. Chlorido-sulphate waters with concentrations of 2.5–5 g./l., containing soda;
6. Sulphato-chloride waters with concentrations of 20–30 g./l. and more, usually not containing soda in substantial quantities (Fig. 3.).

The foregoing general pattern for the existence of hydrocarbonate-sodium underground waters with low mineralization (0.3–5 g./l.) was established by the author on the basis of a large quantity of geographical and hydro-geochemical data. The West Siberian depression, including the Baraba and Kulunda plains, is a typical example of this phenomenon. In this immense

soda-saline region (which we in 1946 called the soda-salt accumulation area) it is established that in 80–90% of cases, the first aquiferous ground-water horizon, and also the ground-waters of the Quaternary, Tertiary and Cretaceous strata, when they have concentrations of the order of 0.5–5 g./l., are hydrocarbonate-sodium in type, with some sulphates or chlorides. With higher concentrations of salts in ground-waters — 10–20–30 g./l. — soda mixes as a rule with chlorides and sulphates. We established a similar hydrochemical pattern for the Hwang-Ho and Sungari basin in China, where, as mentioned earlier, there are large areas of soda-saline soils. The same chemical composition is found in the ground-waters of the Ararat Valley in Armenia, the Karabakh steppe in Azerbaijan in the subterranean waters of North Africa, California, Argentina and so on. There are few known examples of deviations from this general pattern for the formation of alkaline hydrocarbonate-sodium waters. The most striking example of the complete absence of hydrocarbonates and carbonates of alkali in ground-waters is that of the Ferghana Valley in Uzbekistan: here the rocks forming the valley basin contain abundant gypsum; and both the sedimentary rocks and the soils are supersaturated with this substance. In these conditions, it is impossible for bicarbonates or carbonates of alkali to form large concentrations or accumulate in solutions. Due to this, the Ferghana Valley constitutes a classical example of the absence of alkali accumulations and of the predominance of processes of accumulation of sulphate salts and, in particular, calcium sulphate. This is also characteristic, though to a lesser extent, of the Hungry Steppe and the Bokhara region in Uzbekistan, the Vaksh river valley in Tadzhikistan and the lower reaches and delta of the Amu-Darya.

A diametrically opposed anomaly — that of intensive accumulation of bicarbonates and carbonates of alkali in highly concentrated solutions — is observed on the alluvial plains of the deserts of Western China, where, along the terraces of the Tarim, Aksu and other river valleys, extensive meadow soda solonchaks are found. Generally speaking, the ground-waters in this area also have a relatively low mineral content — concentrations of from 0.5–3–5 g./l. — and are alkaline in composition. Research done by EGOROV and his colleagues [10] showed, however, that there are also in this area, ground-waters which have concentrations of as much as 10–15–30 g./l. and contain accumulations of carbonates and bicarbonates of sodium. EGOROV attributes this anomalously large accumulation of carbonates and bicarbonates of alkali in the deserts of Central Asia, to the fact that, in this region, clays saturated with exchangeable calcium are practically non-existent. As demonstrated above, clay-formation and in particular reactions with exchangeable calcium may cause sodium to be separated out of solutions, thus limiting the accumulation of free soda. The absence of clay, with a constant inflow of fresh weathering products may, together with the evaporation and concentration of alkaline underground waters, lead to exceptionally large accumulations of carbonates and bicarbonates of alkali in solutions and ground-waters. Another extremely important factor, in the conditions of Western China, is the virtually total lack of gypsum.

The existence of such geochemical anomalies of one kind or another merely underlines the need for carrying out detailed research on the chemical composition of the soluble salts contained in the underground waters and soils of strongly, medium and in particular weakly saline areas. At the same

time, the existence of such anomalies does not detract from the significance of the general laws enunciated above.

The author was able to make analysis of the dependence between the alkalinity of groundwaters and their salts concentration, working in the basin of the Hwan-Ho and Sungari rivers [38, 39]. In Figure 10, the figures along the axis of abscissas show the total salts concentrations in ground-waters and in soils; those along the axis of ordinates, the corresponding pH readings for ground-waters and soils. As shown in the diagram, for low ground-water con-

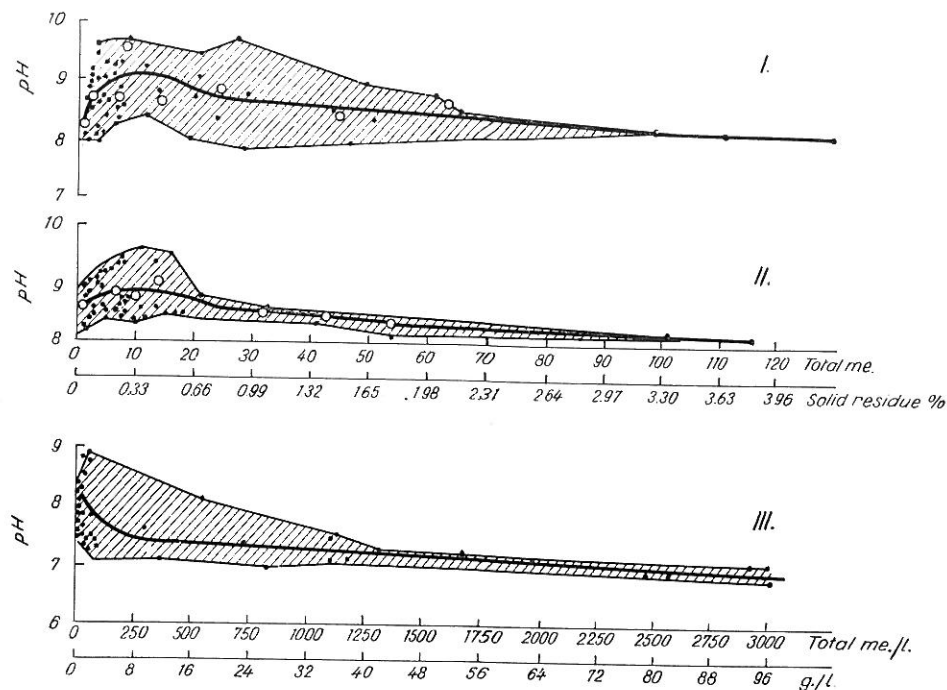


Fig. 10.

Relationship between the salinity and the pH value

I: in top soil horizons II: in lower soil horizons III: in ground waters
Dots: pH Circles: mean pH

centrations of 2–4 g./l. and less, the pH reading in ground-waters will average about 7.8–8.0, with a fairly wide range of variation (7.2–8.9). It should be remembered that this water was collected and analysed without any measures being taken to protect it from the carbon dioxide contained in the atmosphere, so that the pH readings for waters in relation to concentrations of bicarbonates and carbonates of alkali will in fact be slightly lower than the figures we obtained. There is a marked tendency for the alkalinity of ground-waters to decrease as their mineralization increases. There are some exceptions but, generally speaking, it may be taken that, with concentrations of above 5 g./l. the pH readings in the ground-waters of the Hwangho and Sungari river basin do not rise above 7.5. Ground-waters with concentration of 30–50 g./l. are as a rule, neutral. A similar dependence between alkalinity and salt content is found

to exist in soils as well. Alkaline soda-saline soils formed under the influence of slightly mineralized ground-waters are themselves only slightly saline; the total salt content in such soils rarely attains 1%; more frequently the total salts content (measured in a water extract) is not more than 0.5–0.7% at the surface, and considerably less deeper down. It is only in exceptional cases that mineral soda solonchaks, with total salts content (measured in a water extract) measures several per cent are formed. This may occur, for instance, along the shores of lakes, where there is chemical precipitation of salts from saturated solutions, with accumulation of trona. The diagram illustrating the link between the pH reading and the mineralization of ground-waters also illustrates the connexion between the pH reading and the degree of soil salinity in the Hwang-Ho–Sungari river basin. Generally speaking, the pH indices for soil horizons are considerably higher than those for ground-waters. It is as though the soda were separated out by the soil. The soda, after entering the soil horizons from the ground-waters, is not leached out but remains there, both because of the lower water-permeability of alkaline soils and also because of the low solubility of soda in cold temperatures. The general pattern is the same as for ground-waters: the lower the total salts content in the soil horizons, the more likelihood there is of the soil being strongly alkaline. Thus, with a salt content of 0.6% and less, the alkalinity – pH – averages from 8.6–8.8, with variations of between 8–9.6. With high salts contents in the lower part of the profile (1–2–3%) soil alkalinity progressively decreases, approaching pH 8. The same diagram shows that the degree of alkalinity depends on the degree of salinity of the top soil horizon. Soils with exceptionally high pH readings (of the order of 9–10) exist only with a salts content of less than 2%. Where there is a salts content of 2.5–3.4%, the pH readings in the top horizons of the saline soils of China are never very high (approximately 8). All this indicates that there is a very close connexion between the process of formation of alkaline sodium-saline soils and the chemical composition of ground-waters. At the initial stages of salt-accumulation, when the ground-waters themselves have a low salts concentration (in the region of 0.3 g./l. and less), there are formed, in hydromorphic conditions, humus rich, dark-coloured meadow soils which are completely non-saline, have low alkalinity and possess a high degree of natural fertility. Subsequently, as the salts-concentration in the ground-waters increases owing to the carbonates and bicarbonates of alkali accumulating in them, the soil-alkalinity rises to pH readings of 9–10 on account of the intensive accumulation of sodium carbonates and bicarbonates in the soil profile. The increase in the salts-concentration of the ground-waters is accompanied by accumulation of sulphate and chloride salts, including salts containing calcium. There then begins a gradual process of "gypsumization" of the salinizing soils; the soda and sodium bicarbonates accumulated at an earlier stage become neutralized and their strong alkalinity disappears. As a result, strongly saline soils formed under the influence of highly mineralized ground-waters; but they are weakly alkaline or even, in some cases, have a neutral reaction. The link between soda-saline soils and a low degree of general soil salinity is clear from the diagram showing the total salts composition of the soils of the west Siberian depression in relation to the total reserves of soluble salts contained in soil horizons (Fig. 11.).

This diagram was drawn up on the basis of a large quantity of analytical data and is, therefore, reliable. It shows that alkaline soils i.e. soils in which

bicarbonates and carbonates of sodium predominate in the salts composition, both in absolute and in relative terms — exist in places where the gross salts content in a soil prism of 1 m² in basal section does not exceed 5–7 kg. When the total salts content in the soil profile approaches 100 kg., then, in the conditions prevailing in Western Siberia, marked gypsum accumulation commences, while

Table 5.

Sodium-saline soils of various continents

Armenia				Hungary			Middle Trans-Volga region		
Depth in cm.	pH	CO ₃ ²⁻ %	HCO ₃ ⁻ %	Depth in cm.	pH	Na ₂ CO ₃ %	Depth in cm.	pH	HCO ₃ ⁻ %
1–7	9.4	0.22	0.66	0–5	8.9	0.03	0–3	9.3	0.36
7–22	9.2	0.07	0.26	15–30	10.0	0.93	5–10	9.4	0.45
22–78	9.0	0.03	0.14	45–60	10.0	0.40	20–25	9.6	0.55
78–89	8.9	0.02	0.13	75–90	9.8	0.17	45–50	—	0.43
89–120	8.4	0.01	0.12	90–106	9.8	0.16	105–110	—	0.11

Yakutia			Middle Trans-Volga region			California—U. S. A.			
Depth in cm.	HCO ₃ ⁻ %	Na ₂ CO ₃ %	Depth in cm.	Total salt %	HCO ₃ ⁻ %	Depth in cm.	pH	CO ₃ ²⁻ %	HCO ₃ ⁻ %
5–15	0.03	0.09	5–5	0.73	0.19	0–12	9.67	0.91	0.80
20–30	0.05	0.06	5–10	1.78	0.97	12–24	9.42	0.49	0.51
40–50	0.14	0.15	15–20	1.34	0.82	24–36	9.59	0.43	0.34
90–100	0.05	0.07	45–50	0.43	0.39	36–48	9.11	0.15	0.40
—	—	—	95–100	0.19	0.16	—	—	—	—

Western China			Eastern China Hwang Ho river delta			North-Eastern China Druzba State Enterprise			
Depth in cm.	CO ₃ ²⁻ %	HCO ₃ ⁻ %	Depth in cm.	pH	Total salts %	Depth in cm.	pH	CO ₃ ²⁻ %	HCO ₃ ⁻ %
0.5–2	0.54	1.12	0–2	10.6	8.3	0–3	9.9	0.01	0.22
2–12	0.01	0.12	2–16	9.3	0.4	3–13	9.7	0.06	0.23
12–20	0.05	0.14	16–34	9.2	0.3	24–34	8.6	0.03	0.13
31–44	0.001	0.04	34–55	9.3	0.1	63–73	9.6	0.03	—
59–76	0.005	0.03	80–115	9.0	0.1	94–104	9.6	0.03	0.12

East Africa (soil on top of volcanic ashes) Kenya, Kedong Ranch		Ruzizi, East Africa*		Angola, South Africa		India (main groups of alkaline soils)		
Depth in cm.	pH	pH of soils	Salt deposits in %	Depth in cm.	pH	pH	Dissolved HCO ₃ ⁻ and CO ₃ ²⁻ in % of anions	Exchange Na ⁺ + K ⁺ % of capacity
0–5	6.7	8–9	NaHCO ₃ 22.6	0–15	7.6	8.5–9.0	0–10	15–30
50–62	7.0	—	Na ₂ SO ₄ 52.1	15–40	9.0	9–10	10–20	50–80
126–135	8.2	—	NaCl 14.4	40–70	9.2	9–10	40–60	50–80
162–180	9.9	—	—	70–105	9.3	10–10.5	>80	>80
250–286	10.7	—	—	105–140	9.1	—	—	—
286–336	10.9	—	—	—	—	—	—	—

*pH of lake waters: 9–9.1

Egypt-UAR			Natron Lakes Egypt-UAR		Utah-U. S. A.			
Depth in cm.	me. % CO_3^{2-}	me. % HCO_3^-	Soluble salts	% of content	Depth in cm.	pH	Na ⁺ % of capacity	HCO_3^- me. per l. of saturated extract
0-15	1.4	6.7	Na_2CO_3	85.86	0-2.5	9.9	24.9	10.35
15-30	3.7	4.8	NaHCO_3		2.5-12.5	9.0	31.3	9.27
30-55	2.5	6.0	NaCl	7.00	12.5-25	10.0	61.3	11.86
55-80	0	10.4	Na_2SO_4	1.20	25-45	10.1	75.6	8.94
80-105	0	8.3	Total	94.06	45-120	9.5	70.6	4.31

hat of carbonic alkalis decreases until they finally disappear altogether transformed, under the influence of gypsum, into calcium carbonate. At the same time, the sodium sulphate content rises sharply, and the soil, from being slightly or medium saline, becomes strongly saline, but loses its alkalinity, so entering the category of neutral sulphato-chloride saline soils. This typical phenomenon was established by V. S. MURATOVA also for the plains of Central Azerbaijan. The fact that alkaline soda-saline soils coincide with the absolute minimum salinity figure explains why, when defining soil salinity by electro-conductivity, soda soils were not identified or recognized, but were considered as non-saline soils having poor water and physical properties. If a detailed

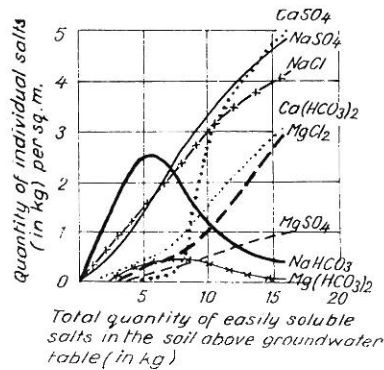


Fig. 11. Salt accumulation in soils. Western Siberia

analysis of the water-soluble salts contained in these soils had been made, on the basis of water extracts; and if their ground-waters, which are fresh to the taste, had been tested for salt content, it would have been discovered that they in fact contain large quantities of sodium bicarbonates and carbonates, and the reason for their poor fertility and bad water and physical properties would have been explained. There is, in the author's mind, no doubt that many compact, impermeable, unstructured fissured dark-coloured steppe and meadow soils (so-called vertisols) are in fact so many different types of soda-saline soils which have not been identified as such because their chemical composition has been analysed, if at all, by the electro-conductivity method. Table 5. gives analytical data for typical soda-saline soils in various regions of Asia, Europe and Africa.

VII. Utilization and reclamation of soda-saline soils [27]

In view of the fact that sodium bicarbonates and carbonates are highly toxic for agricultural plants and also because of their extremely unfavourable agrophysical and hydro-physical properties, alkaline soda-saline soils are both difficult to reclaim for agricultural purposes and unrewarding. To reclaim such soils radically and permanently is a costly and complicated business. Before including alkaline soils in agricultural projects, therefore, a thorough study of their genesis, and of their chemical, physical and hydrological properties should be made, as a basis for selecting appropriate methods for their reclamation and subsequent agricultural utilization. The reclamation methods selected in each case will depend on whether the soils are to be used for pasture land, as arable land under non-irrigated (dry) agriculture or for irrigated agriculture. They will also depend on the particular type and regime of the alkaline soils in question and especially their origin — whether they are contemporary, active and linked with alkaline groundwaters; or whether, on the contrary, they are residual, relict and in the process of transformation into normal, non-alkaline soils.

From a purely economic viewpoint it is preferable, provided that the country or region concerned possesses sufficient good agricultural land, not to plough up alkaline soda-saline soils, but to use them mainly as pasture land. When left virgin, alkaline soils do possess a certain plant cover, sparse though it may be, which can serve as fodder for horned stock. In soda-saline regions such as those located along the East-African graben, the alkaline soils are covered with sparse grassy savannah vegetation, and are used as natural pasture by herds of wild buffalos, zebras, antelopes, deer and other animals. Under good management these animals provide enormous quantities of valuable meat, skins, wool and also numerous by-products of the meat industry. In Western Siberia in the USSR, livestock breeding flourishes on the natural pastures afforded by meadow-swamp and meadow-soils, a large percentage of which are soda-saline. In Hungary too, the most intensely soda-saline soils are not ploughed up, but used for pasturing livestock; and the same is done in Argentina. It must, nevertheless, be borne in mind that over-pasturing, with resultant degradation of the plant-cover and destruction of the soda intensifies the evaporation of soil moisture, increases the accumulation of alkaline salts and lowers the quality of the pasture. This is particularly serious in the case of alkaline soils with a high ground-water table. It is important, therefore, when using alkaline soils for pasture, to select suitable areas and regulate the number of stock per unit of area. As shown by the example of Australia, the quality of pasture on alkaline solonetz soils can be greatly improved by scattering gypsum on the surface and using the simplest irrigation methods. Using alkaline soils (solontsy, meadow soda solonchaks) for dry, non-irrigated farming is extremely complicated and frequently unsuccessful; besides which, agricultural crops grown in these conditions produce comparatively small yields. Much depends on the quantity of atmospheric precipitations, and how they are distributed throughout the year. In the mediterranean climate with maximum rainfall in winter and spring and also in the monsoon regions, with maximum rainfall in summer it is possible — provided the total rainfall attains from 300 to 400 millimetres — to obtain yields from unirrigated crops such as barley and wheat. This applies, however, only to soils

with very low alkalinity, having pH readings of not more than 8.5. On alkaline soils with pH readings of about 9 or, even worse, 10 and more, the cultivation of agricultural crops with dry farming methods becomes impossible unless irrigation and reclamation measures are applied; though natural fertility is somewhat better and a certain amount of dry farming can be done in places where the alkaline, solonetz horizons instead of being right up at the surface, are topped by a humus or solodized A-horizon. Be this as it may, special reclamation work will always have to be done before alkaline soils can be used for dry farming. This will include: putting of gypsum in the soil in order to neutralize the free soda and exchangeable sodium; deep ploughing in order to mix up the alkaline horizons with the subsoil horizons containing lime or gypsum; and application of large quantities of organic manure for the purpose of increasing the soil's content of carbonic acid, capable of neutralizing its alkalinity. Experience acquired all over the world in methods for improving alkaline soils shows, however, that the best results are obtained by irrigated farming, combined with radical measures of reclamation. Many years of research on this question has been done by Soviet soil scientists and agronomists in the Volga region, Western and Eastern Siberia, Central and Northern Ukraine, the Urals area and Transcaucasia. Also, extremely interesting observations have been made, and methods devised by Hungarian soil scientists, by U. S. A. specialists in California and Oregon, and by Chinese scientists in North-Eastern and Western China. The combined experience of different countries shows that alkaline soda-saline soils can only be permanently improved by the application, simultaneously, of a whole series of soil-reclamation measures: chemical, physical, biological and hydrotechnical (watering, leaching, drainage).

The first step to be taken in order to ensure permanent improvement of soda soils is to eliminate the alkalinity caused by the presence in these soils of sodium carbonate and bicarbonate, and also of adsorbed sodium. The general soil-alkalinity, as indicated by data obtained from a water extract, has to be reduced to about 0.05% HCO_3 , the pH value to 8.4–8.5, and the quantity of exchangeable sodium in the arable horizon to about 5–10% of the total sum of exchangeable cations. The data obtained by Soviet, American and Hungarian experimental stations show that good results are obtained by applying large quantities of gypsum (40–90 t./ha.), sulphur (1–2 t./ha.), sulphuric acid waste, ferric sulphide, raw calcium chloride, hydrochloric acid waste, and chlorine gas. With a sufficiently damp climate or good irrigation, satisfactory results are sometimes obtained, in experimental conditions, by applying calcium carbonate together with large quantities of organic fertilizer, which leads to the formation, in the soil solution, of calcium bicarbonates and free carbonic acid. The optimal quantities of chemical substances to use, and also the best timing and methods of application, depend enormously on the specific geographical features of each area, the degree of soil alkalinity and the type of soda-alkaline soils to be treated. Soda solonchaks, being strongly saline, require leaching for removal of the surplus salts, in addition to gypsuming. Since these soils have poor water-permeability and since soda and sodium sulphate are difficult to leach out during the cold season, it will be advisable to put soda solonchaks under irrigated rice crops for a couple of years after treating them with gypsum. This "summer type" leaching is more effective and gives good results (experiments carried out in the People's Republic of

China and in Hungary). The next stage in the process of reclaiming soda-saline soils is to apply measures for improving their physical properties. All tendencies towards coalescence, loss of structure, peptization, impermeability to water, swelling when damp and cementation and crusting when dry must be eliminated. This will be achieved partly by the elimination of alkalinity and exchangeable sodium; partly also, by the introduction of calcium into the soil solution and the absorbing complex. A further means of improving the physical properties of alkaline soils is by deep hoeing (to 50–70 cm.) and subjecting the soil surface to periodical drying and heating up simply by exposing it, under bare fallow, to the rays of the sun — which will lead to dehydration and coagulation of the soil colloids, shrinkage of the crystal lattice of montmorillonite minerals, and fixation, in non-exchangeable form, of part of the adsorbed sodium, with a consequent general improvement in the structure and physical properties of the soil. It has been shown, both by our laboratory research in the 1930's and by investigations made in the field by Ukrainian scientists, that exposure to heat considerably improves the agrophysical properties of soils, even at temperatures of only 70–75° C.

The most important feature in operations for the improvement of soda-saline soils is the elimination from the soil itself of sources of renewal of soda solutions. This operation will, however, not be necessary in soda-saline soils of residual type, which have ground-waters at a depth of more than 10–15 m.: under these conditions, there is no longer any capillary flow of soda and sodium bicarbonates up to the soil surface, and one neutralization of the existing alkaline salts content with gypsum, sulphur or any other compound suffices for many years, especially if the fields are periodically hoed, manured and left under bare fallow. There are, however, many alkaline soils which are contemporary, not residual, and which have ground-waters, containing soda, close to the surface (1.5–2–3 m.). In such cases, as shown by the observations of experimental stations in the Urals district, alkaline soils even when treated by chemical reclamation methods, become strongly alkaline again within 3–5 years, with all the attendant disadvantages. From the high alkaline ground-waters, new reserves of alkaline carbonates constantly pass up into the soil horizons through the capillary fringe. Hence, when dealing with alkaline soda-saline soils which are hydromorphic in character — i.e. which have a high ground-water table — it will be absolutely essential, besides using chemical and physical soil-improvement measures, to install artificial drainage for the purpose of lowering the ground-water table and removing soda solutions from the region. The drains used for lowering and removing alkaline ground-waters may be of various types: horizontal, open or closed; vertical with pumps; or combined. Further, they may be widely spaced out or laid close together, depending on the degree of alkalinity of the soil and ground-waters. Whatever the type used, drains provide the sole guarantee both against secondary salinity and against the intensification of sodium salinity in the event of the ground-water level rising. The Hungarian soil scientists SZABOLCS [52, 53] and DARAB [53] observed the occurrence of secondary soda salinity in those areas of the Hungarian depression which were irrigated for rice-growing. In this instance, it is essential to install drainage, in addition to applying all the other soil-improvement methods enumerated above, as a means for preventing secondary salinity. In working out plans for improvement of soda-saline soils, the chemical properties of the irrigation water must always

be taken into account: for instance, prolonged irrigation of alkaline soils with irrigation waters containing calcium bicarbonates or sulphates will automatically improve the chemical, physical and biological properties of those soils. It was precisely this phenomenon which the American soil scientist KELLEY [25] observed at the Fresno experimental station in California. This is the reason, too, why gypsum, in dissolved form, is poured onto alkaline soils together with the irrigation water. This is the means Australian scientists use for achieving rapid and successful improvement of solonetz pasture land. Good results may also be obtained by irrigating with waters containing acids, as the waste waters from factories, coal pits or mining shafts often do. On the other hand irrigation of alkaline soils with waters which contain neither calcium salts nor acids but have even minute concentrations of bicarbonates and carbonates of sodium will increase the alkalinity of the soil and provoke further deterioration of its chemical, physical and biological properties. For example, the waters of Lake Sevan, in Armenia, are strongly alkaline. In such cases, the quantity of chemical substances required for soil-improvement will be much greater; and moreover, when alkaline irrigation waters are used, the chemical reclamation process will have to be repeated after several years.

Another important factor in the radical reclamation of alkaline soils is the improvement of their biological activity. Alkaline soils with high pH readings are characterized by low biological activity. They contain little micro-biological life, and few insects, and in particular, worms, are found in their soil horizons. The root systems are not very highly developed, so that the production of organic matter and of carbonic acid is small. All this conducs to making the fertility of alkaline soils low, so that it is extremely important to apply very large quantities of organic fertilizers in order to increase their biological activity: manure, organic residues, peat-compost, etc. This gradually increases the microbiological activity and vitality of the soil, and increases the production of carbonic acid.

It is clear from the above that the methods for improvement of alkaline soda-saline soils are complicated, vary according to conditions and to the type of soil, and include many costly operations, some of which have to be repeated after the elapse of several years in order to maintain the improvement achieved. Scientifically speaking, and on the strength of both laboratory and field experiments, it may be confidently affirmed that the problem of the reclamation and development of alkaline soils has been solved. We are now able, on the basis of a whole system of theoretical and practical research data, to draw up plans for the reclamation and development of any type of alkaline saline soils. Economically, the question is somewhat more complicated. In each specific case, before deciding to plough up alkaline soils for use in dry or irrigated farming, and before embarking on these operations, it will be essential to make a general assessment of the economic aspects of the question.

References

- [1] AIDINYAN, R. K.: The chemical composition of the solonetz and solonchak soils of the Arzdayansk steppe, and chemical improvement methods. (In Russ.) *Pochvo-vedenie* (3) 1935.
- [2] ANTIPOV-KARATAEV, I. N.: Origins and geographical distribution of the solonetz soils of the USSR. In his book: The improvement of solonetz soils in the USSR. (In Russ.) USSR Academy of Sciences. Moscow. 1953.
- [3] ARANY, S.: Reclamation and utilization of alkali soils. *Transact. Alkali Subcomm. V/A. Budapest.* 1929.
- [4] BAZILEVICH, N. I.: Salt accumulation in the soils and waters of the Barabinsk depression. In Records of the Session held in commemoration of the 100th anniversary of the birth of V. V. Dokuchaev. USSR Academy of Sciences. Moscow. (In Russ.) 545—559. 1949.
- [5] CORRENS, W. C.: *Einführung in die Mineralogie.* Springer. Berlin. 1949.
- [6] CUMMINS, A. B. & KELLEY, W. P.: The formation of sodium carbonate in soils. *Calif. Agric. Exp. Sta. Techn. Paper.* 7. 1. 1923.
- [7] DIMO, N. A.: Soda in the soils of Central Asia. (In Russ.) *Publ. Inst. Soil Science and Geobotany.* SAGU (1) 1925.
- [8] DOMMERCUES, Y.: Biological properties of some great soil groups in West Africa. Caractéristiques biologiques de quelques grands types de sol de l'Ouest africain Troisième Conf. Interafricaine des Sols. 1. 215—220. CCTA. Dalaba. 1959.
- [9] EGOROV, V. V.: Soda salinity of the soils of Southern Sinkiang (on the subject of the geochemistry of soda). (In Russ.) *Pochvovedenie* (5) 1—12. 1961.
- [10] EGOROV, V. V.; ZAKHARINA, G. V., KIZILOVA, A. A. & SHELYAKINA, O. A.: Salt accumulation processes on the plains of the Tarim depression. (In Russ.) 1962.
- [11] EREMIN, G. G.: Solonetz-solonchak areas of the B. Maizug reserve, Kuibyshev region. (In Russ.) *Pochvovedenie* (5) 1936.
- [12] GEDROITZ, K. K.: Colloidal chemistry as applied to questions of soil science. I. (In Russ.) *Zh. Op. Agr.* 13. 363—412. 1912.
- [13] GEDROITZ, K. K.: Theory of the absorbing capacity of the soil. (In Russ.) *Ot. Izd. Moscow.* 1922.
- [14] GEDROITZ, K. K.: Solonetz soils, their origin, properties and how to improve them *Nosovsk Agric. Exp. Station.* (In Russ.) 1928.
- [15] GERASIMOV, I. P. & IVANOVA, E. N.: Process of continental salt accumulation in the soils, rocks, subterranean waters and lakes of the Kulunda steppe (Western Siberia). Records of the V. V. Dokuchaev Soil Institute. USSR Academy of Sciences. 9. 101—136. 1934.
- [16] GLINKA, K. D.: Solonetz and solonchak soils of the Asian part of the USSR (Siberia, Turkestan). (In Russ.) *Publ. Novaya derevnya.* Moscow. 1926.
- [17] GRACIE, D. S., RIZK MAHFOU, MOUKHTAR AHMED & MUSTAFA ABDEL HAMID, I.: The nature of soil deterioration in Egypt. Ministry of Agriculture. Egypt. *Techn. Sci. Serv. Bull.* 148. 1934.
- [18] HILGARD, E. W.: Die Bildungsweise der Alkalicarbonate in der Natur. *Ber. Dtsch. Chem. Ges.* 25. 3624—30. 1892.
- [19] HILGARD, E. W.: Soils; their formation, properties, composition and relations to climate and plant growth on the humid and arid regions. MacMillan. New York. 1906.
- [20] JOSEPH, A. F. & OAKLEY, H. B.: The properties of heavy alkaline soils containing different exchangeable bases. *J. Agric. Sci.* 19. 1929.
- [21] KANWAR, J. S. & SEGHAL, J. L.: Classification of saline sodic and normal soils of Karnal district. *J. Indian Soc. Soil Sci.* 10. (1) 19—25. 1962.
- [22] KAUL, K. N.: Conquest of "USAR". An experiment in reclamation of alkaline land at Banthra, Lucknow District, by biological and agronomic methods. National Botanic Gardens. Lucknow. 1961.
- [23] KELLER, W. D.: The principles of chemical weathering. Lucas Broth. *Publ. Columbia. Miss. (Rev. ed.)* 1957.

- [24] KELLEY, W. P.: The formation, evolution, reclamation and absorbed bases of alkali soils. *J. Agric. Sci.* **24**. 72—92. 1934.
- ✓ [25] KELLEY, W. P.: Alkali soils. Their formation, properties and reclamations. Reinhold, New York, 1951.
- [26] KOVDA, V. A.: The formation of secondary calcium carbonates in soils. (In Russ.) Records of the Soil Institute of the USSR Academy of Sciences. **9**. 247—253. 1934.
- [27] KOVDA, V. A.: Solonchaks and solonetz soils. (In Russ.) USSR Academy of Sciences Moscow, 1937.
- [28] KOVDA, V. A.: Solonetz soils. Soils of the USSR. (In Russ.) USSR Academy of Sciences, Moscow. **1**. 1939.
- [29] KOVDA, V. A.: The migration and accumulation of silica in saline soils. Records of the Soil Institute of the USSR Academy of Sciences. (In Russ.) Material for the study of saline soils. **22**. 1—16. 1940.
- [30] KOVDA, V. A.: Origin and regime of saline soils. I—II. (In Russ.) USSR Academy of Sciences, Moscow. 1946—1947.
- [31] KOVDA, V. A.: Geochemistry of the deserts of the USSR. (In Russ.) USSR Academy of Sciences, Moscow, 1954.
- [32] KOVDA, V. A.: Notes on the natural features and soils of China. (In Russ.) USSR Academy of Sciences, Moscow, 1958.
- [33] KOVDA, V. A.: Salinity problems of irrigated soils in Egypt. Studies on the soils of Egypt. Publ. Inst. Désert d'Égypte. (11) Part. I. Cairo. 1958—1960.
- [34] KOVDA, V. A.: The development of soil science in Egypt with particular reference to the role of the National Research Center of Egypt. Studies on the soils of Egypt. Publ. Inst. Désert Égypte. (11) Part 2. Cairo. 1958—1960.
- [35] KOVDA, V. A. & BYSTROV, S. V.: The nature of alkalinity. Records of the Irrigation Commission. (In Russ.) USSR Academy of Sciences. **6**. 1936.
- [36] KOVDA, V. A., JEGOROV, V. V., MOROZOV, A. T. & LEBEDEV, YU. P.: Laws governing the salt-accumulation processes in the deserts of the Aralo-Caspian depression. (In Russ.) Records of the Soil Institute of the USSR Academy of Sciences. **44**. 5—79. 1954.
- [37] KOVDA, V. A., LIVEROVSKY, YU. A. & SUN DA-CHEN.: Short description of the soils of the Amur region. (In Russ.) USSR Academy of Sciences. Biology Series (1) 91—106. 1957.
- [38] KOVDA, V. A., ZIMOVETS, B. A. & AMCHISLAVSKAYA, A. G.: Hydrogenous accumulation of silica and sesquioxide compounds in the soils of the Amur region. (In Russ.) *Pochvovedenie* (5) 1—11. 1958.
- [39] KOVDA, V. A. & ZAKHARINA, G. V.: Geochemical properties and salt accumulation processes in the soils of Sinkiang. (In Russ.) *Pochvovedenie* (9) 1—4. 1959.
- [40] KUCHIM, M. I.: Deposits of natural soda in Siberia and their importance in the development of the soda industry. (In Russ.) *Zhizn' Sibiri*. (11—12) 1929.
- [41] PIAS, J.: An attempt at the classification of soils in the Chad basin. *Essai de classification des sols de la cuvette tchadienne*. 3e Conférence Interafricaine des Sols. **I**. 443—447. CCTA, Dalaba, 1959.
- [42] RAYCHAUDHURI, S. P.: Development of legends for classification and nomenclature of Indian Soils. *J. Indian Society Soil Science*. **10**. (1) 1—18. 1962.
- [43] RAYCHAUDHURI, S. P. & DATTA-BISWAS, N. R.: Saline and alkali soils of Asia with particular reference to India. *Actes et comptes rendus 5e Congrès internat. Sci. Sol*. Léopoldville. **I**. 191—207. Bruxelles, 1955.
- [44] RODZHERS: Chemical correlations of the waters of oil deposits. Moscow, 1924. (In Russ.)
- [45] ROZANOV, A. N.: Soda solontsy and solodized soils in the Chu river valley. (In Russ.) *Probl. Soy. Pochvovedenie*. (9) 1939.
- [46] SAMBUR, G. N.: Solontsy of the Ukraina SSR and ways of improving them. In the book „Improvement of solontsy in the USSR”. (In Russ.) USSR Academy of Sciences, Moscow, 1953.
- [47] SIGMOND, A. A.: The alkali soils in Hungary and their reclamation. *Soil Sci.* **18**. 379. 1924.

- [48] SIGMOND, A. A.: Hungarian alkali soils and methods of their reclamation. Printing Office Berkeley Calif. Univ. 1—156. 1927.
- [49] SOIL CLASSIFICATION: A comprehensive system. 7th Approximation. Soil Survey Staff. Soil Conservation Service. U.S. Dept. Agriculture, August 1960.
- [50] STEPHENS, C. G.: A manual of Australian Soils. 3rd Ed., Melbourne, 1962.
- [51] SULIN, V. A.: Waters of the oil deposits of the USSR. (In Russ.) ONTI. Moscow, 1935.
- [52] SZABOLCS, I.: A vízrendezések és öntözések hatása a tiszántúli talajképződési folyamatokra. The effect of drainage and irrigation on the soil formation processes in the region beyond the Tisza in the Great Hungarian Plain. Akad. Kiad. Budapest, 1961.
- [53] SZABOLCS, I. & DARAB, K.: Az oldható sók dinamikája öntözött talajon. Dynamics of Soluble Salts in Irrigated Soils. *Agrokémia és Talajtan.* 4/ 251—264. 1955.
- [54] SZABOLCS, I. & MÁRÉ, F.: Die Bildung der Ungarischen Alkaliböden. *Z. Pflernähr. Düng. Bodenk.*, 73. 140—146. 1956.
- [55] TOUR-I.: New York City to Madison, Wisconsin. Seventh Congress of the Intern. Society of Soil Science. U.S. Dept. Agriculture, August 1960.
- [56] TREITZ, P.: Die Alkaliböden des Ungarischen Grossen Alföld. *Földt. Közl.* 38. 1908.
- [57] VILENSKY, D. G.: Saline soils, their origins, composition and how to improve them. (In Russ.) *Novaya derevnya*, Moscow, 1924.
- [58] VILENSKY, D. G.: Alkali soils of Ukraina. Material for report on soils of the Ukraine. (In Russ.) *Ukraina.* (6) 1927.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЧВЫ СОДОВОГО ЗАСОЛЕНИЯ

В. А. КОВДА

М. Г. У. Биолого-Почвенный факультет, Москва

К настоящему времени накопилось много географических данных, свидетельствующих о том, что щелочные почвы содового засоления (под названием «щелочные почвы содового засоления» везде подразумеваются почвы, содержащие повышенные количества углекислых и двууглекислых солей натрия и калия, т. е. содовые солончаки, содовые солонцы и др.) распространены необычайно широко на территории разных континентов нашей планеты. Высокая токсичность углекислых щелочей, крайне неблагоприятные физические свойства, сообщаемые этими солями почве и почвообразующей породе, приводят к тому, что щелочные почвы содового засоления отличаются весьма низким естественным плодородием и их использование в земледелии представляет большие трудности. Все это вместе взятое выдвигает проблему происхождения и мелиорации почв содового засоления на одно из первых мест в современном почвоведении. Именно поэтому проблема содового засоления почв и особенно происхождения самой соды привлекала внимание выдающихся ученых HILGARD [37, 38], SIGMOND [50, 51], Глинка [10], Гедройц [6, 7, 8], Келлеу. [43, 44]. В монографиях Ковда [17], Келлеу [44], Антипова—Каратаева [2] можно найти изложение современных взглядов на происхождение соды и процессы образования щелочных почв. Новое поколение почвоведов Сун Да-Чен [25], Егоров, [12, 13, 24], SZABOLCS [54, 55, 56], Щюн—И., RAUSNAUDNUR [48, 49], Базилевич [3,] и др. продолжают исследования этой проблемы на современном этапе.

I. Географическое распространение щелочных почв содового засоления

Установлено, что на каждом континенте земного шара имеются более или менее обширные территории, занятые щелочными почвами содового засоления.

На континенте Азии почвы содового засоления описаны многими учеными, включая и автора настоящего обзора. На территории Китайской Народной Республики эти почвы установлены на древних аллювиальных равнинах бассейна реки Сунгари (приток реки Амур), на дельтово-аллювиальных равнинах реки Хуан-Хэ и других бесчисленных рек, впадающих в Желтое море, на аллювиальных террасах реки Хуан-Хэ и ее притоках, в среднем течении (в Северо-Западном Китае), на подгорных аллювиальных равнинах и низких террасах рек Западного Китая, стекающих с Тяньшаня и Куньлуна, в особенности по рекам Тарим, Ах-су, Кизил-су, Манас, наконец, на аллювиальных террасах больших и малых рек Внешней Монголии (Щюн—И. (1936), Ковда [21, 25], Егоров [12]).

Почвы содового засоления (содовые солонцы и содовые солончаки) также были установлены на аллювиальных равнинах и низменностях Монгольской Народной Республики (*Беспалов* [1951]). Широкое распространение имеют щелочные почвы содового засоления (часто в сочетании с хлоридами и сульфатами) на аллювиальных и аллювиально-делювиальных равнинах субконтинента Индии (*Рауснаудhuri* [48, 49]). Почвы содового засоления весьма часто встречаются на аллювиальных террасах реки Индус (с притоками) в пределах Пакистана и Индии. Обширная зона почв содового засоления прослеживается в Северной и Северо-Западной Индии на аллювиально-делювиальных подгорных равнинах, сформированных многочисленными реками, текущими с Гималаев в сторону Индийского океана. Почвы содового засоления часто наблюдаются также на аллювиальных равнинах среднего течения Ганга и его притоков к западу от 80° меридиана. Щелочные почвы разной степени содового засоления прослеживаются также на аллювиальных террасах и депрессиях Деканского плато среди черных хлопковых почв муссонного климата. Наконец, почвы содового засоления значительно распространены на речных террасах Юго-Западной и Южной Индии (штаты Бомбей, Мадрас), где они сочетаются с латеритными почвами древних поверхностей.

Под названием «Узар» (*Usar*) щелочные тяжелые почвы, имеющие часто грунтовые воды на глубине 1,5–2,5 м, известны земледельцам и ученым Индии весьма давно.

Наблюдались и изучались в Индии явления вторичного содового засоления после постройки оросительных систем.

Известно накопление в них свободных карбонатов и бикарбонатов натрия, высокая щелочность (рН 9–11); изучались методы их мелиорации, основанные на сочетании химических, биологических и гидротехнических приемов (*Леатнер* [1897]), *Nasir* [1923], *Puri and Taylor* [1937], *Мукнерjee* [1946], *Рауснаудhuri* [48, 49], *Kaul* [41] и др.).

Площадь щелочных почв различного типа составляет в Индии около 2–2,5 млн. гектаров (Рис. 1.). Исследования *Розанова* [28] установили наличие высокощелочных (рН 9) почв черного цвета в Центральной Бирме. Почвы содового засоления часто встречаются на предгорных аллювиально-делювиальных равнинах Ирана (в частности, в районе Тегерана). Имеется указание на присутствие почв содового засоления в Турции (в районе озера Ван и др.). Щелочные почвы содового засоления описаны некоторыми авторами также на аллювиальных равнинах Тигра и Евфрата в Ираке (*Buringh* [1960]).

В пределах Советского Союза почвы содового засоления встречаются как в азиатской, так и в европейской частях. В Советской Азии щелочные почвы содового засоления установлены на аллювиальных равнинах крупных и малых рек Восточной Сибири, в Якутии, в Забайкалье, в Барабинской и Кулундинской низменностях Западной Сибири, в ряде районов Приуралья, на аллювиально-делювиальных равнинах Закавказья в пределах Азербайджана (Карабахская степь) и Армении (долина реки Аракса). Самосадочная сода в озерах Западной Сибири уже очень давно используется в промышленности. Содовые солонцы и содовые солончаки установлены также в некоторых районах Северного Кавказа, Молдавии, Украины и Великой Русской равнины — во всех случаях на первых и вторых аллювиальных террасах степных рек и в пределах явно выраженных низменностей. Отмечены

почвы содового засоления также на аллювиальных равнинах рек Дон, Днепр, Дунай и их притоков.

Центральная и Западная Европа. Содовые солонцы и содовые солончаки многие годы тому назад были установлены и описаны в пределах Венгерской низменности, где народный опыт их мелиорации известен более 100 лет (террасы Дуная и Тиссы, низменность Хортобадь). Классические исследования засоленных почв, произведенные в Венгрии 'Сигмонд-ом, были выполнены главным образом на щелочных содовых почвах разного типа. Почвы содового засоления были также установлены на аллювиальных террасах степных рек в Румынии, Болгарии, Югославии. Хотя прямые указания и отсутствуют, но по косвенным признакам следует ожидать возможности формирования почв содового засоления на аллювиальных равнинах рек в Греции, Италии, Испании. Однако в целом встречаемость почв содового засоления в пределах Европы, в особенности Западной и Центральной, значительно меньшая, чем в Восточной Европе и в Азии.

Африка. Сода и щелочные почвы с давних времен были известны арабам. Именно с арабского языка слово «алькали» вошло в западноевропейскую и затем американскую научную литературу по геологии и по почвоведению. На арабском языке «алькали» значит «щелочной», «щелочь». Формирование щелочных почв содового засоления и накопление почти чистой соды в промышленных количествах известны на территории Египта с древности. Одним из важнейших мест накопления самосадочной соды, которая разрабатывается как химическое сырье, является район озера Вади Натруни. Почвы содового засоления слабой степени наблюдаются в некоторых местах по террасам и в более сильной степени — в дельте реки Нил. В последнем случае это носит характер вторичного засоления орошаемых почв (*Ковда* [45, 46]). Содовое засоление здесь усиливается за последние 30—40 лет, после строительства плотин и прекращения поливов затоплением. Заметное место щелочные почвы занимают в Северном Марокко, где они ассоциируют с черными почвами, называемыми тырсы, которые геоморфологически приурочены также к древним или молодым аллювиальным равнинам.

Обширной областью широкого распространения содовых вод, содовых озер и щелочных почв содового засоления является Восточно-Африканский грабен на всем его протяжении от территории Красного моря и Эфиопии до Танганьики и Кении. Большинство озер в этом знаменитом тектоническом понижении Восточной Африки имеют содовые воды и образуют самосадочную соду-тронку. Черные щелочные содовые почвы, древние и новейшие, часто образуются на озерно-аллювиальных и речных террасовых равнинах этого грабена. Есть указание и на то, что черные почвы высокой щелочности встречаются иногда на аллювиальных равнинах Конго и довольно часто в Северо-Восточной Нигерии, особенно в районе озера Чад.

Имеются наблюдения, что почвы высокой щелочности образуются и в засушливых районах Южной Африки (Калахари, Ангола). По-видимому, содовое засоление является вообще типичным явлением при гидроморфном почвообразовании в саваннах Африки.

Северная и Южная Америка. Оба континента Америки имеют значительные пространства почв, затронутых содовым засолением. На Северо-Американском континенте следует отметить великие аллювиальные равнины, занятые черными почвами прерий в пределах Канады и США. Здесь содовые солонцы, содовые солончаки, содовые озера и грунтовые

воды часто встречаются среди господствующих черных почв прерий. Особо должен быть отмечен район Великих озер и центральная низменность Калифорнии. В Калифорнии почвы содового засоления встречаются в общей дельте рек Сакраменто и Сант-Якин, распространяясь далеко на юг Калифорнии по террасам реки Сант-Якин и по конусам выносов многочисленных малых рек, сбегаящих с гор Сьерра—Невада. Южнее Калифорнии почвы содового засоления прослеживаются на аллювиальных равнинах в Мексике, уходя далее в Центральную и Южную Америку. Обширные площади щелочных почв встречаются на равнинах и аллювиальных террасах саванн и сухих лесов Бразилии, Венесуэлы, Центрального и Южного Чили. Особенно широко распространены щелочные почвы содового засоления на приморских аллювиальных и древнеаллювиальных равнинах Уругвая и Аргентины. Здесь среди черноокрашенных почв пампасов Аргентины содовые солонцы и солончаки разного типа являются частым элементом почвенного покрова (Pарадакис [1963]).

Австралия. Присутствие щелочных почв содового засоления установлено также и для континента Австралии. На степных аллювиальных и делювиальных равнинах, речных террасах центральной засушливой части Австралии часто можно встретить почвы содового засоления с явно выраженными типичными чертами солонцов и солончаков.

Наконец, следует упомянуть вулканические острова *Океании*. Автор наблюдал лично, что почвы содового засоления образуются там, где относительная сухость климата совпадает с накоплением аллювия и делювия из продуктов выветривания пород вулканического происхождения (Гавайские острова).

Подводя итог нашим далеко неполным знаниям о географии щелочных почв содового засоления, можно сделать следующие общие выводы:

1. Эти почвы встречаются в холодном (с вечной мерзлотой), умеренном, субтропическом и тропическом поясах, т. е. от субарктики до экватора и далеко к югу от него.

2. Геоморфологически щелочные почвы приурочены чаще всего к озерным, речным террасам, молодым или древним аллювиальным равнинам, к делювиальным и пролювиальным предгорным равнинам, расположенным на низменностях, а иногда и на высокогорных плато.

3. Климатически щелочные почвы приурочены к тем областям, которые отличаются континентальностью и аридностью хотя бы часть времени года (как, например, в области муссонов), что обеспечивает постоянное или временное господство испарения природных вод над их оттоком.

4. Щелочные почвы ассоциируют чаще всего с черноокрашенными гумусовыми почвами: черноземами, почвами прерий, луговыми почвами аллювиальных равнин; но они также встречаются среди подзолистых почв севера, бурых и коричневых почв теплого пояса, среди красноземов и регуров (черные хлопковые почвы) муссонных тропиков, среди сероземов сухих субтропиков и почв саванн экваториальной сухой зоны.

5. В гидрогеологическом отношении щелочные почвы содового засоления почти всегда отличаются наличием сравнительно мало минерализованных, но всегда слабо щелочных вод с концентрацией между 0,5—5,0 г/л. Эти воды могут залегать на больших глубинах (несколько десятков метров) либо же гораздо чаще на небольшой глубине порядка одного-трех-пяти метров, непосредственно влияя на современный почвообразовательный процесс.

В 1946 г. Ковда [19, 20] впервые в почвенно-геохимической литературе показал, что на территории СССР выделяется особая провинция содового и сульфатно-содового соленакопления, приуроченная по преимуществу к обширным депрессиям рельефа степной и лесостепной зон Евразии. Обзор, который нами сделан теперь, свидетельствует, что провинция современного содового соленакопления на земной суше значительно шире и разнообразнее как по вариациям климатических, гипсометрических и почвенных условий, так и по площади распространения на материках.

II. Основные свойства щелочных почв содового засоления

В огромном большинстве случаев щелочные почвы содового засоления отличаются темным, интенсивно темным или черным цветом верхних гумусовых горизонтов на глубину до 50—100 см с постепенным переходом в серый, светлосерый, желтоватый цвет подпочвы. На темном и сером фоне профиля почвы часто прослеживаются светлые и белесые пятна скоплений углекислого кальция, коричнево-ржавые или сизые пятна полуторных окислов (особенно в нижних горизонтах) и иногда — серая присыпка кремнеземистой пыли.

Обычно верхние горизонты почв содового засоления отличаются исключительной бесструктурностью, плотностью, слитностью, цементированностью. Гумусовые горизонты почвы в сухие сезоны года подвергаются очень сильному сжатию и поэтому пронизаны на большую глубину широкими трещинами. Во влажное время года почва сильно набухает, ее отдельные глыбы увеличиваются в объеме, трещины закрываются и почва приобретает почти абсолютную водонепроницаемость. В верхней части профиля щелочных почв различаются столбчатые, призмовидные или тумбовидно-глыбистые горизонты, обозначаемые литерой «В». Этот горизонт может начинаться с самой поверхности; иногда он прикрыт сверху неглубоким горизонтом «А», сформированным под воздействием корневых систем травянистой растительности. Обычно, чем глубже грунтовые воды, тем сильнее и глубже развиты горизонты «А» и «В» в щелочных почвах. Лужицы воды, застаивающиеся на содовых почвах, как правило, отличаются мутностью и кофейно-черным цветом окраски. После высыхания таких лужиц на поверхности остается черная лаковая корка-пленка сухой коллоидальной массы. В профиле почвы часто встречаются мелкие и крупные дробинки новообразований окислов железа и марганца, свидетельствующие о современном или прошлом влиянии высокого уровня грунтовых вод. Грунтовые воды в большинстве случаев залегают на глубине полтора-три метра, хотя иногда наблюдаются на глубине значительно большей.

Целым рядом постепенных переходов темные щелочные почвы содового засоления связаны со слабощелочными или нейтральными темноцветными почвами и слитыми черными почвами разного типа: луговыми, террас, прерий, смолницами долин, чернземами, черными хлопковыми почвами и другими. Если степень щелочности почв сравнительно невелика (рН 8,5—8,8), они покрыты сверху специфической растительностью, приспособленной к существованию в этих условиях. При высоких же степенях щелочности (рН 9, 10, 11) почвы содового засоления обычно не имеют развитого расти-

тельного покрова. При наиболее высоких степенях содового засоления порядка 1,5—2,0—3,0 проц. вследствие коагулирующего влияния легко-растворимых солей почвы теряют темную окраску, приобретают рыхлость, ложную структурность и водопроницаемость, правда, весьма неустойчивого типа.

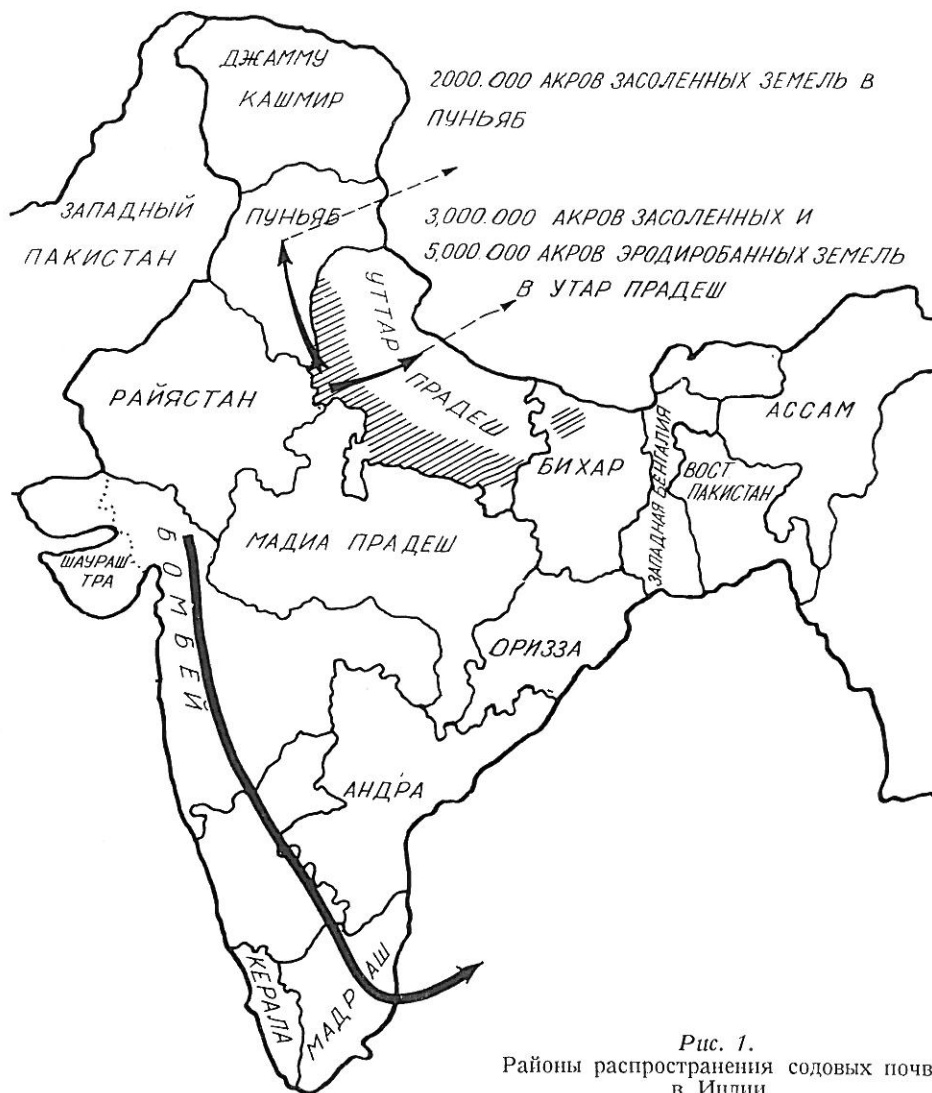


Рис. 1.
Районы распространения содовых почв
в Индии

Химические свойства щелочных почв содового засоления весьма своеобразны. Общая сумма легко-растворимых солей, извлекаемых водной вытяжкой, невелика и обычно в пределах 0,3—0,5 проц. Иногда содержание солей возрастает до 0,7—1,0 проц. и очень редко — 2—3 проц. При близких грунтовых водах (1,5—3,0 м) в распределении легко-растворимых солей, однако, отчетливо наблюдается максимум у поверхности или непосредст-

венно под ним в горизонте «В» с постепенным уменьшением суммы легко-растворимых солей в глубину к грунтовой воде (Рис. 2). При глубоких грунтовых водах (5—10 м) максимум легко-растворимых солей (включая карбонаты и бикарбонаты натрия) сдвинут в нижнюю часть горизонта «В» и горизонт «С». По степени засоления щелочные почвы отличаются сравнительно низкими величинами и в этом смысле не похожи на засоленные почвы сульфатного и хлоридно-сульфатного типа, в которых обычно содержание солей исчисляется несколькими процентами. В составе легко-растворимых солей, извлекаемых водной вытяжкой из щелочных почв, на первом месте, как правило, находятся бикарбонаты и карбонаты щелочей. Аналитические данные показывают, что содержание CO_3^{2-} составляет 0,05—0,07 проц., а HCO_3^- — величины 0,1—0,2 проц. При максимальных степенях содового засоления содержание этих ионов может достигать и до 1 проц.

Присутствие свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей, сопровождаясь гидролизом, обуславливает возникновение в почвах содового засоления резко щелочной реакции; поэтому рН в щелочных почвах содового засоления выше 8,5, колеблясь в пределах от 9 до 11. Именно исключительно высокая щелочность является одной из важнейших характерных черт химизма почв этой группы.

Между степенью общего соленакопления в почве и грунтовой воде и между щелочностью, выражаемой в концентрации анионов HCO_3^- или в рН существует сложная, но определенная зависимость. Наибольшие величины щелочности типичны для некоторых сравнительно небольших величин общего содержания легко-растворимых солей. Выше известного предела (более 5 г/л в грунтовых водах и более 1 проц. в почвах) щелочность по мере возрастания общего количества солей начинает заметно уменьшаться, снижаясь до минимума (Рис. 3. и 3а). В щелочных почвах бикарбонаты и карбонаты щелочей могут быть почти в чистом виде либо же они могут быть смешаны с хлоридами или сульфатами. Поэтому следует различать содово-сульфатные и содово-хлоридные щелочные почвы. В таблице 5. приводятся аналитические данные, характеризующие щелочные почвы разного химизма и разных континентов.

В почвенных растворах щелочных почв и щелочных грунтовых водах почти всегда обнаруживаются высокие концентрации растворенного кремнезема (60—80—100 мг/л SiO_2). Эти растворы являются частью истинными,

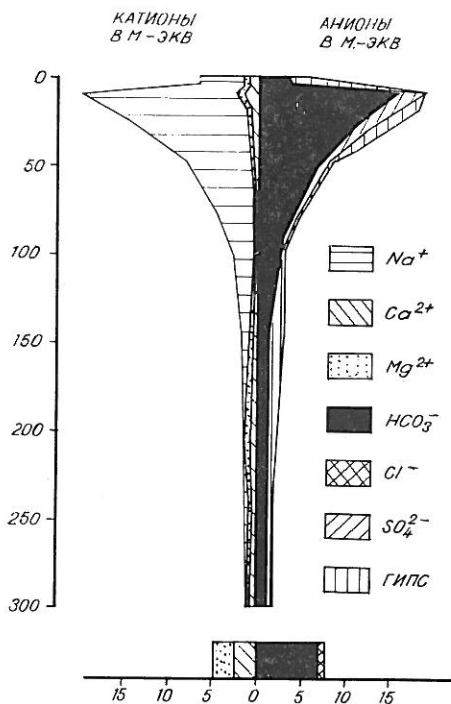


Рис. 2. Солевой профиль содового солонча-солонча; III терраса реки Самарки. Разрез № 23

частью коллоидными. Общее количество подвижного SiO_2 извлекаемого водной вытяжкой из щелочных почв, может достигать иногда величин 0,05—0,1 проц. Количество подвижного кремнезема в почвах возрастает с величиной общей щелочности и рН. Иногда наблюдаются случаи образования припо-

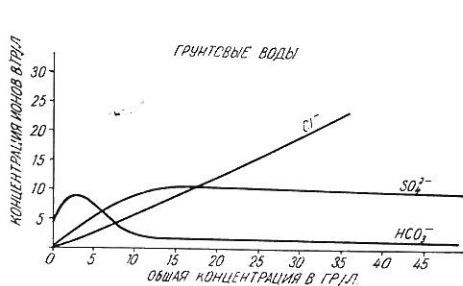


Рис. 3.

Зависимость между щелочностью и концентрацией солей в грунтовых водах

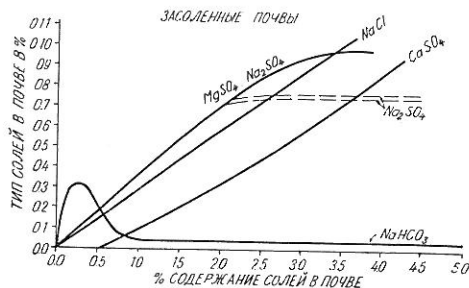


Рис. 3а.

Зависимость между степенью засоленности почв и накопленным щелочных солей

верхностного максимума подвижного кремнезема в почвенном профиле содовых почв.

Постоянным компонентом почвенных растворов и почвенных вытяжек из щелочных почв являются подвижные формы органического вещества (гуматы щелочей). Именно гуматы сообщают водным вытяжкам темнубурый, ксфейный цвет, столь характерный для этих почв. Наконец, в водных вытяж-

ках и растворах, извлекаемых из почв содового засоления, обнаруживается иногда присутствие анионов алюминия (из алюминатов щелочей). Все это вместе взятое свидетельствует о том, что в почвах щелочного типа засоления, наряду с карбонатами и бикарбонатами щелочей, присутствуют силикаты, гуматы и алюминаты этих же щелочей (Рис. 4.).

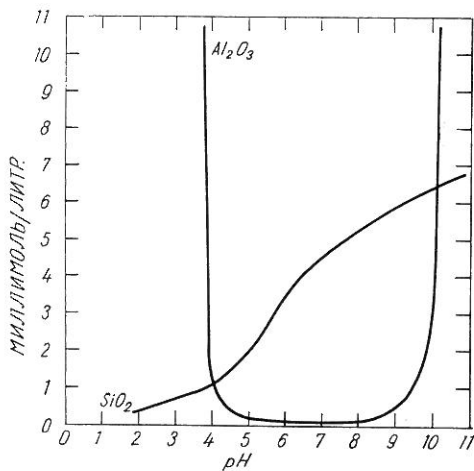


Рис. 4.

Растворимость кремнезема и алюминия в зависимости от величины рН

проц. общего веса. Столь высокое количество дисперсного материала в других почвенных типах не отмечалось. В распределении высокодисперсных фракций по профилю щелочных почв наблюдается образование явного мак-

Исследование минеральной массы и в особенности коллоидной фазы щелочных почв содового засоления установило в них много интересного. По абсолютному и относительному содержанию почвенных коллоидов почвы содового засоления богаче других почв. Высокодисперсные фракции (с диаметром частиц менее 0,2 микрона) в содовых почвах составляют до 40—60

симума в приповерхностных наиболее щелочных горизонтах. Если горизонт максимальной щелочности сформирован на поверхности почвы и горизонт «А» отсутствует, то и максимальное содержание почвенных коллоидов будет также в самом верхнем слое почвы. Если в щелочной почве оформились горизонт «А» и горизонт «В», то максимум выхода почвенных коллоидов устанавливается в горизонте «В». Эта зависимость свидетельствует об исключительно высокой коллоидности почв содового засоления, обязанной диспергирующему влиянию щелочных солей. По минерально-химическому составу высокодисперсные фракции почв щелочного засоления характеризуются широким отношением соединений кремнезема к полуторным окислам. На некоторых примерах было показано для условий Советского Союза, что отношение $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ достигает величин 4:1. Наряду с окристаллизованными минералами в коллоидной фракции почв щелочного засоления присутствует значительное количество аморфных минеральных и органических соединений. В числе кристаллических соединений первое место в щелочных содовых почвах обычно принадлежит минералу монтмориллонит. Почти всюду, где исследовался минералогический состав высокодисперсной фракции щелочных почв содового засоления, устанавливалось преобладающее присутствие монтмориллонита. Именно монтмориллонит и органические коллоиды сообщают щелочным почвам очень высокую поглощательную физико-химическую способность, достигающую 35—45 милли-эквивалентов на 100 г. Монтмориллонит обуславливает также явления сжатия щелочных почв в сухом состоянии с образованием широких и глубоких трещин и сильное набухание этих почв во влажном состоянии, когда кристаллическая решетка монтмориллонита значительно расширяется. Темная окраска монтмориллонита (особенно его железистых форм, образующихся в гидроморфных условиях) дополнительно усиливает темный цвет почв щелочного типа. Обилие монтмориллонитовых минералов способствует также образованию призматической столбчатой структуры с тенденцией к шестигранникам. Известно, что монтмориллонит относится к таблитчатым минералам, имеющим шестигранную форму. С этой точки зрения, столбчатые призматические горизонты щелочных почв являются в известном смысле паракристаллами монтмориллонита.

Постоянное присутствие в почвенных растворах щелочных почв карбонатов и бикарбонатов натрия приводит к тому, что поглощающий комплекс этих почв насыщен обменным натрием. Чем выше степень щелочности почв, тем больше количество обменного натрия в составе поглощенных катионов. Существует определенная зависимость между щелочностью водных вытяжек из этих почв и количеством обменного натрия (Рис. 5. и 5а). Так как в щелочной среде растворимость углекислого кальция и бикарбонатов кальция сильно уменьшается, то, как в растворах, так и в поглощенном состоянии ионы кальция представлены небольшими количествами.

Сочетание высокой щелочности с крайне неблагоприятными физическими свойствами приводит к тому, что щелочные почвы отличаются низким естественным плодородием. Физиологическая токсичность соды в сравнении с хлоридами и особенно сульфатами в несколько раз выше. Уже при общей щелочности порядка 0,07 проц. HCO_3^- и при рН 8,7 многие культурные растения развиваются ненормально. При величине общей щелочности порядка 0,1 проц. HCO_3^- и при рН 9,5 почти все культурные растения гибнут. В том же отрицательном направлении действует и присутствие обменного натрия.

При количестве 25–30 проц. от емкости обмена поглощенный натрий превращает почву в мало плодородную для большинства сельскохозяйственных растений и весьма неблагоприятную для обработки и орошения.

В таблице 1. приведены данные, показывающие тесную зависимость между естественным плодородием почв и степенью их щелочности.

Таблица 1.

Примерная зависимость между щелочностью и плодородием почвы

	Обмен. Na^+ в проц. от емкости			
	5	10–15	25–30	50
Общая щелочность водной вытяжки в проц. HCO_3^-	0,02–0,04	0,05–0,06	0,07–0,08	0,1–0,2
pH водной вытяжки или пасты ..	7,5–8,4	8,5–9,0	9,0–9,5	9,5–10,0
Относительная плодородность в процентах	100	60–75	20–30	—

Отмеченные отрицательные агрономические свойства имеют тенденцию надолго сохраняться в тех древних почвах, которые в прошлом прошли через циклы содового засоления в большей или меньшей степени. Высокая щелочность может исчезнуть под влиянием геохимических и биохимических процессов рассоления и нейтрализации. Поглощенный натрий в большей или меньшей степени может быть заменен обменным кальцием, освобожд-

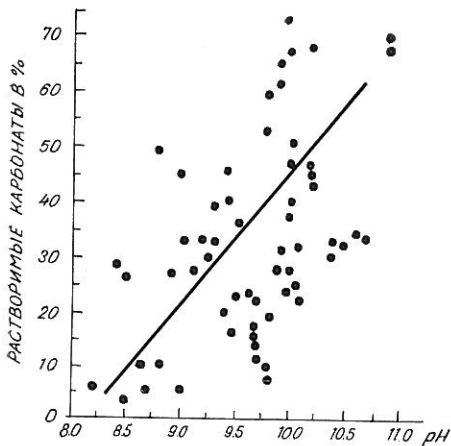


Рис. 5а.
Зависимость между pH и содержанием растворимых карбонатов

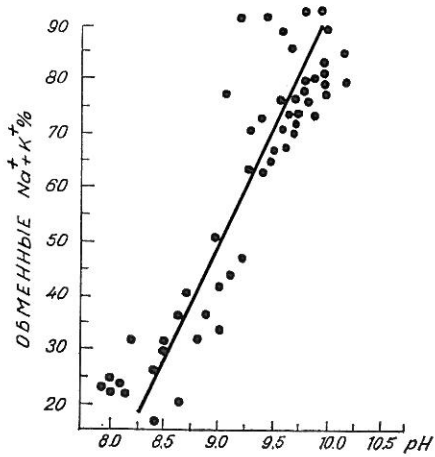


Рис. 5.
Зависимость между pH и содержанием обменных $\text{Na}^+ + \text{K}^+$

дающимся при разложении корней или при выветривании. Но неблагоприятные физические свойства почв, связанные с наличием монтмориллонита и с присутствием неокристаллизованных аморфных коллоидальных соединений кремнезема и вторичных алюмосиликатов, надолго сохраняются в почвах, затрудняя их сельскохозяйственное использование.

III. Процессы образования соды

Процесс образования, миграции и накопления соединений карбонатов и бикарбонатов щелочей является одним из древнейших геохимических процессов, которые существуют и универсально распространены повсеместно и до настоящего времени. Известно, что алюмосиликатные минералы значительно преобладают в минералогическом составе земной коры, занимая 80—85 проц. веса горных пород. Некоторые из них отличаются высокой

Таблица 2.

Химические особенности почвенно-грунтовых вод бассейна Амур-Сунгари

Тип грунтовых вод	Сухой остаток мг/л	pH	SiO ²⁻ мг/л	HCO ₃ ⁻ мг/л	CO ₃ ²⁻ мг/л	SO ₄ ²⁻ мг/л
Силикатный	50—100	4,5—6,5	22—42	40—50	—	—
Силикатно-гидрокарбонатный	100—500	5,5—6,5	12—22	40—60	—	—
Содово-гидрокарбонатный	500—1000	6,5—7,5	6—12	60—80	5—10	—
Содово-сульф.	1000—3000	7,5—8,5	Следы	40—50	20—30	20—30

стойкостью, другие же отличаются малой стойкостью и легко поддаются выветриванию в присутствии воды, особенно содержащей углекислоту. Химическое выветривание натровых и калиевых алюмосиликатных минералов, и прежде всего таких, как полевые шпаты и фельдшпатоиды, сопровождается формированием очень слабых растворов бикарбонатов и карбонатов щелочей, а также ионных и коллоидных форм кремнезема и окиси алюминия. Повсеместное преобладающее присутствие в земной коре в разных климатических зонах полево-шпатовых минералов ведет к повсеместному и непрерывному образованию растворов силикатов, бикарбонатов и карбонатов щелочей и щелочных земель. Именно поэтому, анализируя химический состав природных вод разных климатических зон, неизменно можно найти, что чем меньше их минерализация, тем относительно больше в них представлены растворенный кремнезем, бикарбонаты и карбонаты металлов. Этот вопрос специально исследовался советскими и китайскими почвоведомы в 1956—1957 гг. в бассейне рек Амур — Сунгари при непосредственном участии автора [25, 26]. На большом специальном собранном материале было доказано, что в наиболее разбавленных почвенно-грунтовых водах (50—100 мг/л) общая титруемая щелочность на 70—90 проц. представлена силикатной щелочностью. С возрастанием общей концентрации до 500—1000 мг/л относительное и абсолютное количество растворенного кремнезема сильно уменьшается с одновременным значительным возрастанием содержания гидрокарбонатного аниона (Таблица 2).

Особенно интенсивен процесс формирования бикарбонатов и карбонатов щелочей из горных пород и минералов недавнего вулканического происхождения. Базальты, вулканические лавы, вулканические пеплы и туфы при воздействии природных вод и угольной кислоты разрушаются весьма интенсивно и с образованием больших количеств подвижного крем-

незема, глинозема и свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей. Это наиболее заметно, когда в пирогенном материале преобладают нефелин или сиениты. Прямые эксперименты, которые автор производил в прошлом

Таблица 3.
Гидролиз алюмосиликатов в воде

Название минерала	pH в воде при растирании	Название минерала	pH в воде при растирании
Амфиболиты:		Полевые шпаты:	
Актинолит	11	Альбит	9, 10
Рогов. обманка	10	Олигоклаз	9
Карбонаты:		Лабрадорит	8, 9
Кальций	8	Анортит	8
Доломит	9, 10	Ортоклаз	8
Сидерит	5, 6, 7	Микроклин	8, 9
Вторич. глинные минералы:		Шпатоиды:	
Каолинит	5, 6, 7	Нефелин	10, 11
Монтмориллонит	6, 7	Лейцит	10
Бемит	6, 7	Слюды:	
Диаспор	6, 7	Биотит	8, 9
Гиббсит	6, 7	Мусковит	7, 8
		Олинин	10, 11
		Пироксены:	
		Егерит	9
		Ожит	10
		Диаспор	10, 11
		Кварц	6, 7

(Ковда и Быстров [23]) показали, что гидролиз нефелиновых сиенитов, особенно в присутствии угольной кислоты, происходит настолько интенсивно, что простая вытяжка водой извлекает из измельченного сиенита заметные количества подвижного кремнезема с образованием бикарбонатов и карбонатов щелочей. То же установили STEVENS and CARROU в 1948 г., наблюдая реакцию гидролиза алюмосиликатов при интенсивном трении в воде (Табл. 3.). Аналогичное явление наблюдается и в природе: родниковые, почвенные и грунтовые воды, а также озера, питаемые стоком в областях развития новейших вулканических отложений, отличаются высоким содержанием карбонатов и бикарбонатов щелочей и подвижного кремнезема. Если при этом территория расположена в засушливом климате, то район новейшего вулканизма будет всегда характеризоваться образованием вод и почв, содержащих соду. Именно такого происхождения почвы и озера содового засоления в восточно-африканском грабене (Кения) или щелочные почвы Чили и Аргентины, а также содовые солончаки Закавказья и в особенности в Армении. По мнению Берга, содовые озера и содовые аккумуляции в США имеют такое же происхождение. Ниже мы приводим анализ почвенного профиля из Кении (Табл. 5). Можно видеть, что глубокие подпочвенные горизонты, образованные из свежевыветренных масс вулканического пепла, отличаются необычайно высокой щелочностью, доходящей до pH 10. Таким образом непрерывное выветривание алюмосиликатных минералов на водосборных бассейнах является постоянным источником образования бикарбонатов и карбонатов щелочей, мигрирующих с подземными и назем-

ными водами и аккумулярующихся в условиях засушливого климата в бессточных ландшафтах с формированием щелочных почв.

В числе других минеральных процессов образования карбонатов и бикарбонатов щелочей следует назвать широко известные в почвенно-геохимической литературе реакции Нильгард-а и Гедройца. Реакция Нильгард-а — это реакция двойного обмена между натриевыми солями (хлориды или сульфаты натрия) с углекислым кальцием или магнием в присутствии угольной кислоты.

Схема содообразования по Нильгард, к которой присоединяются очень многие ученые, предполагает встречу известняков, мергелей, карбонатных наносов (лёсс) с растворами хлоридов и сульфатов натрия.

Сама по себе система $\text{CaCO}_3 + 2\text{NaCl} (\text{Na}_2\text{SO}_4) = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaCl}_2 (\text{CaSO}_4)$ при простом соприкосновении этих соединений друг с другом не может идти сколько-нибудь значительно в сторону содообразования. Реакция будет направлена в сторону наименее растворимого соединения — CaCO_3 . Поэтому в обычных условиях эта система дает лишь незначительное количество соды. Но было бы ошибкой не оценить возможную роль этой системы в геохимических процессах при том многообразии условий, которые могут создаваться в коре выветривания. Испарение, низкие температуры, присутствие других солей может повлечь отделение соды и ее выпадение в осадок в почвах. Изучению этой реакции в лабораторных условиях было посвящено много исследований, обзор которых дается в монографиях, упомянутых выше. Реакция Гедройца является реакцией абсорбционного типа. Гедройц установил [6], что попеременное восходящее движение слабых растворов сернокислых и хлористых солей натрия, сменяемое нисходящими токами, ведет к накоплению обменного натрия в поглощающем комплексе почв. В присутствии растворенной угольной кислоты гидролиз натриевых глин сопровождается образованием бикарбонатов и карбонатов щелочей.

Обменные реакции между почвой, насыщенной натром, и углекислотой или углекислым кальцием иллюстрируются следующей схемой Гедройца, Келлеу, 'Сигмонд-а



или



Эти реакции могут повторяться бесконечное число раз с тем же итогом — т. е. образованием соды.

Выщелачивание образующейся при этом соды и перенос ее поверхностными и грунтовыми водами в бессточные депрессии при последующем их испарении и создает содовые аккумуляции. Наконец, есть основание предполагать, что минерализация органического вещества некоторых растений может также сопровождаться формированием карбонатов и бикарбонатов щелочей. Далеко не все растения изучены в этом отношении. Общеизвестно, что зола подсолнуха является источником для поташа. Таким же сырьем для поташа и соды являются некоторые галофитные растения из саванн Восточной Африки. Высокой щелочностью отличаются продукты, извлекаемые из листьев саксаула, веточек и листьев полыни и некоторых ксерофильных растений степей и полупустынь СССР. Известно, что в пустынях Средней Азии древовидный кустарник саксаул дает листовой опад высокой щелочности, а зола, полученная при сжигании саксаула, также является источником сырья для поташа.

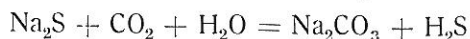
Таблица

Состав зольных веществ зеленых частей пустынных и степных растений

Названия растений	Чистая зола %	CaO	SiO ₂	K ₂ O	P ₂ O ₅	MgO
Черный саксаул	22,32	2,82	0,32	1,49	0,22	1,57
<i>Haloxylon aphylla</i>		100,6	10,6	31,6	9,3	77,9
Ульдрук	18,06	2,32	0,26	4,00	0,22	1,94
<i>Anabasis aphylla</i>		82,7	8,7	84,9	9,3	96,2
Биоргун	22,67	4,60	0,39	2,19	0,26	1,57
<i>Anabasis salsa</i>		164,0	13,0	46,4	11,0	77,9
Бассия	15,13	0,38	0,59	1,69	0,42	0,35
<i>Bassia sedoides</i>		13,6	19,6	35,9	17,7	17,4
Камфоросма	7,87	0,89	0,86	2,11	0,35	0,70
<i>Camphorosma monspeliacum</i>		31,7	28,6	44,8	14,8	34,7
Осока	7,68	0,35	2,44	0,46	0,20	0,40
<i>Carex orthostachys</i>		12,48	81,2	9,8	8,4	19,8
Волоснец	8,00	0,17	3,49	2,09	0,23	0,32
<i>Elymus saluginosus</i>		6,2	116,2	44,3	9,7	15,9
Польнь натронная	11,86	0,50	0,37	2,84	1,52	1,14
<i>Artemisia nitrosa</i>		17,8	12,3	60,3	64,2	56,5
Польнь черная	5,10	0,63	0,79	1,20	He опр.	0,32
<i>Artemisia parviflora</i>		22,4	26,3	25,5		15,9

В таблице 4. приводятся весьма интересные данные, обработанные *Базилевич*, показывающие, что многие растения сухих степей и пустынь обладают явно выраженным избирательным накоплением натрия или калия, не компенсированных такими анионами, как PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Cl^- . В числе таких растений находятся *Haloxylon aphylla*, *Anabasis aphylla*, *Anabasis salsa*, *Bassia sedoides*, ряд видов *Artemisia* и *Elymus*. По-видимому, щелочи присутствуют в этих растениях в форме солей органических кислот или сорбционных соединений, которые при минерализации и при доступе угольной кислоты будут образовывать карбонаты.

Много исследований и публикаций было посвящено изучению возможности формирования карбонатов и бикарбонатов щелочей в результате восстановительных реакций. Уже в прошлом веке было известно, что в анаэробной среде развиваются процессы десульфирования и денитрификации серноокислых и азотноокислых солей. Остающиеся после восстановления и потери сульфатов и нитратов гидроокиси щелочных и щелочно-земельных металлов во взаимодействии с угольной кислотой растворов дают бикарбонаты и карбонаты. В качестве постоянного спутника этой реакции, воспроизведенной на схеме:



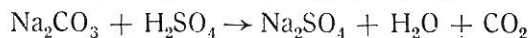
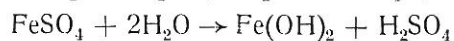
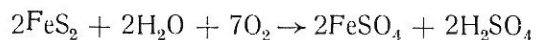
образуются сероводород, сернистые соединения тяжелых (FeS , FeS_2) и легких (CaS , Na_2S) металлов. Основным условием возникновения этих реакций

4.

(в м.эв. на сухое растение) (Составлено Н. И. Базилевич)

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SO ₄ ²⁻	Na ₂ O	Cl -	Щелочность в HCO ₃ ⁻	Автор, местоположение
0,30	0,02	0,78	11,56	1,56	2,33	Базилевич и Родин, Сев.-западная Туркмения
17,6	0,8	19,5	372,9	44,0	38,2	
0,23	0,002	0,97	5,60	3,46	3,27	Такырная, Солончаковая почва
13,5	0,1	24,2	180,7	97,6	53,6	
0,37	0,004	1,27	11,04	1,25	1,84	То же
21,8	0,2	31,7	356,2	35,2	31,8	
0,37	0,03	0,63	8,42	2,46	2,88	Базилевич, Кулунда, содовый солонец высоко-столбчатый солончаковый
21,8	1,1	15,7	271,6	69,4	47,2	
0,34	0,05	0,54	1,51	0,17	0,76	То же
20,0	1,9	13,5	48,7	4,8	12,4	
0,11	0,005	0,47	2,25	0,54	0,80	То же, торфянисто болотная солончаковая почва
6,5	0,2	11,7	72,6	15,2	13,1	
0,11	Следы	0,05	0,26	0,10	0,27	То же, содовый солонец-солончак
6,6		1,2	8,4	2,8	4,4	
0,26	0,06	1,15	2,20	0,60	0,87	Бараба. Солончак сульфатно-хлоридный
15,3	2,3	28,7	71,0	16,9	14,2	
0,32	0,22	0,27	0,49	0,15	Не опр.	Большев. Прикаспийская низменность; солонец
18,8	8,3	6,7	15,8	4,2		

является отсутствие кислорода, наличие органического вещества и восстанавливающих микроорганизмов. Такие условия складываются в болотистых почвах, на дне мелководных озер, морей, морских заливов, в лагунах, эстуариях, застойных дельтовых водоемах. Аналогичные же условия складываются в хорошо закрытых месторождениях таких полезных ископаемых, как: каменный уголь, лигнит, нефть, битумы. В особенности хорошо изучено исчезновение сульфатов и накопление за этот счет карбонатов щелочей в нефтяных водах, восстановленных при формировании нефтяной залежи. Однако основным условием сохранения в такой обстановке образующихся бикарбонатов и карбонатов, и в частности соды, является полное отсутствие доступа кислорода. Как только происходит аэрация или высыхание болота, водоема или лагуны, как только кислород воздуха проникает в толщу восстановленных вод, породы или почв, сульфиды, в особенности сернистое железо, окисляясь, образуют значительное количество свободной серной кислоты с интенсивным подкислением среды и разрушением ранее накопившихся карбонатов. Именно этим путем формируются свободные сернистая и серная кислоты, окислы железа, сульфаты, квасцы и др. при эксплуатации нефтяных месторождений, при осушении и аэрации донных отложений озер и болот, в дельтах, в лагунах, эстуариях. Упомянутые реакции окисления сульфидов можно иллюстрировать следующими схемами:



Окисление сульфидов наблюдается также в угольных шахтах, в результате чего шахтные воды делаются крайне кислыми. Во всех этих случаях первоначальная повышенная щелочность сменяется в результате образования сернистой и серной кислот резко выраженной кислотностью с рН порядка 3—2. Подобные явления, например, отмечены для донных органоминеральных отложений озера Севан в Армении после обнажения части мелководья, при спуске воды озера для работ электростанции. Засоленные и заболоченные низменности побережий Балтийского и Немецкого морей, как правило, имеют резко кислые солончаки. Это явление многократно наблюдалось советскими, финскими, немецкими, голландскими почвоведомы. Такое же явление, но в значительно большем масштабе наблюдается в дельтах, эстуариях и лагунах влажнотропических районов Азии, Африки и Латинской Америки. Образующаяся при этом высокая кислотность не только сопровождается разрушением углекислого кальция и полной нейтрализацией карбонатов и бикарбонатов щелочей, но также подавлением биологии почв и ухудшением их продуктивности. Обычно почвенные образования в природе, включая болота, донные осадки озер и дельтовые почвы, живут переменным восстановительным и окислительным режимом. Поэтому в большинстве случаев почвы и почвенно-грунтовые воды таких районов скорее отличаются повышенной кислотностью, нежели повышенной щелочностью. Поэтому придавать сколько-нибудь серьезное значение восстановительным реакциям в формировании свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей на поверхности суши под обычной атмосферой не представляется возможным. Лишь в замкнутой подземной обстановке, лишенной доступа кислорода, возможно возникновение и геологически длительное существование процессов десульфирования, исчезновение сернокислых солей в подземных водах и накопление в них свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей. Выходы таких восстановленных щелочных вод в депрессиях, в низменностях или в террасах речных долин вызывают явления содового засоления почв, необъяснимые современными наземными условиями. Возможно, что в Западной Сибири, Якутской Впадине, Молдавии, Северной Африке именно этот фактор вызывает образование содовых аккумуляций и почв содового засоления.

IV. Условия устойчивого существования соды и ее накопления

Мы рассмотрели выше процессы, ведущие к образованию бикарбонатов и карбонатов щелочей и в том числе соды. В последующем мы рассмотрим условия, при которых образующаяся сода может устойчиво существовать, мигрировать и накапливаться, не переходя в другие соединения. Одним из важнейших факторов, резко ограничивающих возможность устойчивого существования бикарбонатов и карбонатов щелочей в растворах, является присутствие растворимых солей кальция, таких, как сернокислый кальций и хлористый кальций. Оба соединения при взаимодействии с бикарбонатами и карбонатами натрия сопровождаются образованием почти нерастворимого в щелочной среде углекислого кальция, а также хлористого и сернокислого натрия. Наличие сернокислого кальция в водосборных бассейнах, как, например, это характерно для территории советской Средней Азии, где мощные залежи гипса почти всегда присутствуют в четвертичных и третичных оса-

дочных породах, а также почвах, приводит к непрерывной нейтрализации бикарбонатов и карбонатов щелочей с переводом их в карбонаты кальция. Вероятно, именно этим следует объяснить, что в Узбекистане, Южном Казахстане, Таджикистане, Туркмении содовое засоление почти неизвестно.

Свободные карбонаты и бикарбонаты щелочей могут накопиться в сколько-нибудь значительном количестве только после того, когда на данной территории все ресурсы сернокислого кальция и хлористого кальция будут переведены в форму карбонатов. Лишь после этого образующаяся сода может существовать и накапливаться в свободной форме.

В том же направлении, хотя и значительно менее интенсивно, действует наличие в почвах, в почвообразующих породах и в водоносных горизонтах поглощенного обменного кальция. Если щелочные гравитационные или капиллярные растворы проходят через осадочную породу, насыщенную обменным кальцием, то происходят физико-химические реакции замещения обменного кальция на натрий или калий бикарбонатов или карбонатов: (погл. компл.) — $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}_2\text{CO}_3 = (\text{погл. компл.}) - 2\text{Na}^+ + \text{CaCO}_3$. Продуктом этих реакций будет осадочная порода или почва, насыщенная натрием, и осадок углекислого кальция. Свободная сода в таких условиях может накопиться лишь после того, как вся толща осадочных пород или почв будет насыщена обменным натрием, а весь обменный кальций будет переведен в форму углекислой соли. Лишь после этого циркулирующие щелочные растворы будут сохраняться и вызывать содовое соленакопление. Отмеченная реакция может иметь огромное геохимическое значение в районах распространения лессов и лессовидных пород, которые, как правило, содержат обменный кальций в больших количествах. То же можно сказать относительно речного и озерного аллювия, который также в большинстве случаев насыщен обменным кальцием. Продолжение седиментации лессовидного материала из эоловых осадков или аллювия из речных и озерных вод будет непрерывно вносить обменный кальций в сферу реакции, нейтрализуя свободные карбонаты и бикарбонаты щелочей, образующиеся при выветривании или при минерализации органического вещества.

В этом же направлении может действовать также и появление ионов кальция биогенного происхождения, т. е. в результате минерализации корней или наземных органических остатков тех растений, в тканях которых кальций содержится в больших количествах. В числе таких растений прежде всего необходимо назвать злаки и бобовые, зола которых особенно богата соединениями кальция. Появление в растворах биогенного сернокислого кальция при распаде белков будет весьма эффективным фактором нейтрализации щелочности. По-видимому, мощным фактором, регулирующим присутствие или отсутствие свободных карбонатов и бикарбонатов щелочей в природных водах, осадочных породах и почвах, является процесс формирования вторичных глинистых минералов. Как известно, природные воды всегда содержат небольшое количество растворенного кремнезема и полуторных окислов. Взаимодействие этих компонентов при высыхании растворов сопровождается появлением продуктов взаимной коагуляции типа аллофаноидов и глинистых минералов различного типа. Формирование кристаллической решетки этих минералов может сопровождаться необменным поглощением щелочей и устраниением их из раствора с остаточным образованием угольной кислоты и воды. В особенности этот процесс имеет

значение для калия, который необменно закрепляется в глинных минералах группы слюд. Однако и натрий уходит частично в структуру кристаллической решетки (чаще как изоморфная примесь) ряда глинных минералов. Все больше накапливается данных, свидетельствующих о том, что даже полевые шпаты могут образовываться вторично в обычных наземных термодинамических условиях. Если это так, то надо допустить мысль о том, что вторичное минералообразование является существенным фактором вывода ионов калия и натрия из растворов природных вод и тем самым как бы ограничения существования и накопления бикарбонатов и карбонатов щелочей в значительных концентрациях.

В каких же физико-географических условиях возможно встретить низкие концентрации кальция, с одной стороны, и малую интенсивность образования вторичных глинных минералов, с другой?

Одним из важнейших факторов, ведущих к малым количествам солей кальция в среде, является процесс их выщелачивания с циркулирующими природными водами. Такие условия, например, складываются в областях влажного приморского климата, в областях горного и северного климата, во влажных и муссонных тропиках. В этих условиях продукты выветривания и почвообразования, а также природные воды будут, как правило, отличаться низким содержанием солей кальция. Но природные воды подобных районов будут транспортировать очень слабые растворы карбонатов и бикарбонатов, которые, поступая в области испарительного режима, могут вызывать образование щелочных почв содового засоления или образование щелочных озер. Видимо, такие условия складываются в Калифорнии, Закавказье, Экваториальной Африке, Северной Украине, Венгрии.

В районах абсолютных пустынь, как, например, пустынь Западного Китая или Латинской Америки, химическое и механическое выветривание настолько ослаблено, что предпосылок для образования вторичных глин здесь не имеется. Отсутствуют здесь также значительные количества гипса и хлористого кальция. Они еще не успели образоваться вследствие малой интенсивности химического и биологического выветривания. По наблюдениям *Егорова* [12] (с чем следует согласиться), отсутствие глинообразования в пустынях Западного Китая и слабость химического выветривания были особенно благоприятны для накопления свободной соды в необычно высоких концентрациях. Наконец, районы высокогорий, области холодного климата, как Северная Сибирь и Северная Канада, также являются благоприятными для выноса соединений кальция и для сохранения в растворах малых концентраций карбонатов и бикарбонатов щелочей.

В условиях холодного зимнего сезона образовавшиеся соединения углекислых щелочей будут накапливаться в почвах потому, что при низкой температуре их растворимость сильно уменьшается и они могут выпасть в осадок.

Наиболее же благоприятные условия, способствующие содообразованию, сохранению и накоплению свободной соды в растворах и почвах будут включать сочетание следующих элементов: а) территории молодого вулканизма, закрытые новейшими пирогенными осадками (откуда направлен геохимический сток), б) депрессии и впадины с недостаточным естественным дренажем (куда направлен геохимический сток), в) климат, способствующий преобладанию в водном балансе испарения над стоком. Такое

сочетание условий не является редкостью на земном шаре, примерами чего являются Южная и Центральная Америка, Калифорния, Закавказье, Восточно-Африканский грабен.

V. Физико-химические свойства карбонатов натрия

Легкорастворимые соли, вызывающие щелочное засоление в почвах, представлены главным образом следующими воднорастворимыми минералами: сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), кристаллизующаяся в почвах с десятью молекулами воды в виде мучнисто-волокнистой массы, термонатрит ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) — то же химическое соединение, но лишь с одной молекулой воды, другой кристаллической формы и также накапливающееся в виде мучнистых зерен в почвах и осадочных породах; трона — двухводная соль, обычно присутствующая в почвах содового засоления и по берегам содовых щелочных озер, в виде осадка чистой солевой массы ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), и, наконец, находит (NaHCO_3) — безводный бикарбонат натрия, постоянный спутник первых трех компонентов, присутствующий как в растворах, так и в осадках в почвах и в осадочных породах. Растворимость карбонатов натрия в воде велика. Особенно велика растворимость соды, достигающая при высоких температурах почти 500 грамм в литре, превышая тем самым растворимость хлористого натрия. Растворимость карбонатов и бикарбонатов щелочей весьма зависит от условий среды, меняясь в огромных пределах. Наиболее поразительна зависимость растворимости карбонатов и бикарбонатов натрия от температуры. При нулевых и отрицательных температурах растворимость соды и бикарбоната натрия так же как и сульфата натрия (но в отличие от хлористого натрия) опускается до величины 3—5 грамм в литре. При температурах порядка 30°C растворимость соды достигает растворимости хлористого натрия, т. е. около 350 грамм в литре, а при температуре 40°C растворимость соды значительно превосходит растворимость хлористого натрия (Рис. 6.). Поведение соды в зависимости от температуры напоминает в этом отношении поведение сернистого натрия, растворимость которого также сильно зависит от температуры, падая на холоду и возрастая во много раз при высоких температурах. Растворимость бикарбоната натрия также значительно увеличивается с возрастанием температуры среды однако, не в такой резкой форме, как соды.

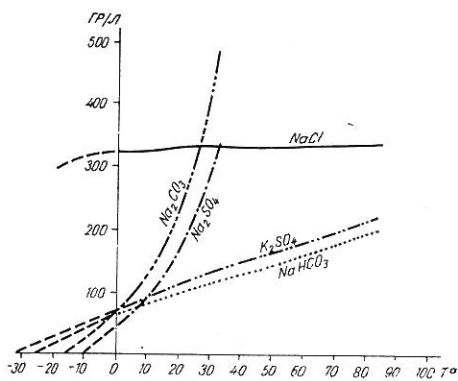


Рис. 6.
Растворимость солей в зависимости от температуры

Почвенно-геохимическое значение этого фактора необычайно велико. При низких температурах среды порядка $15-10^\circ\text{C}$, при 0°C и ниже, сода вместе с сернистым натрием будет выпадать в осадок в озерах или почве, в то время как растворы хлоридов будут уходить с почвенными, грунтовыми и наземными водами дальше в направлении общего геохимического потока.

Таким образом следует ожидать что в районах с холодным климатом, суровыми зимами засоление почв должно, главным образом, сопровождаться накоплением сульфатов и карбонатов щелочей. В сухом и жарком климате, благодаря тому, что растворимость соды будет превышать растворимость хлоридов, может также происходить их разделение и накопление соды в районах конечного испарения растворов. Совместная миграция и аккумуляция соды с хлористым натрием будет сравнительно редким случаем и чаще всего связанным с выклиниванием глубинных восстановленных подземных вод. Растворимость карбонатов натрия также весьма зависит от солей, присутствующих в растворе. Особенно в этом смысле велико значение сернокислого натрия. Присутствие последнего в высоких концентрациях подавляет растворимость соды и бикарбоната натрия, вызывая выпадение их в осадок. Насыщенные растворы сернокислого натрия, например, при концентрациях, близких к 200 граммам в литре, практически переводят

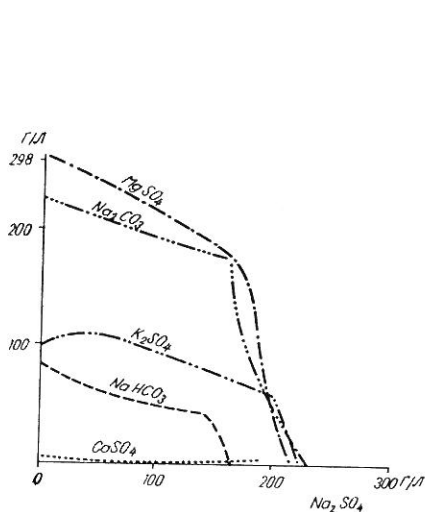


Рис. 7.
Растворимость солей в зависимости от концентрации Na_2SO_4

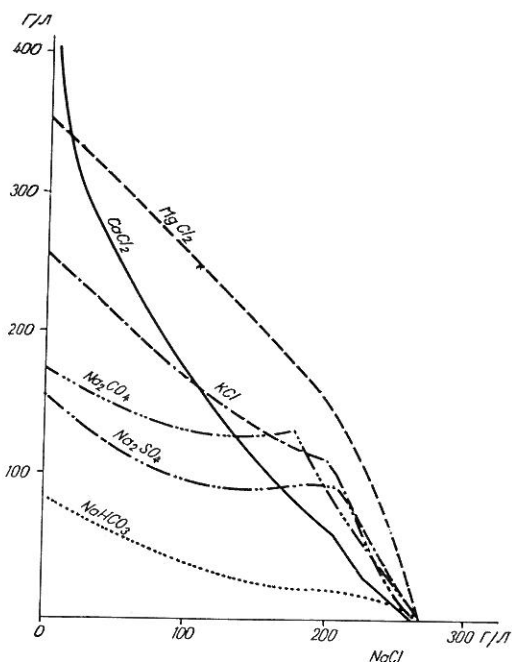


Рис. 7а.
Растворимость солей в зависимости от концентрации NaCl

соду и двууглекислый натрий в нерастворимый осадок (Рис. 7.). Влияние хлористого натрия в этом смысле сходно с влиянием сернокислого натрия, но проявляется слабее. Резкое уменьшение растворимости карбонатов и бикарбонатов натрия наступает при общей концентрации хлористого натрия порядка 260—270 грамм в литре (Рис. 7а). Понижение растворимости и миграционной способности карбонатов натрия в присутствии высоких концентраций сернокислого и хлористого натрия приводит к тому, что при-

родные рассолы высоких концентраций будут, как правило, мало содержать карбонатов и бикарбонатов натрия.

Таким образом в геохимии солей суши обнаруживается ясно выраженная тенденция обособления районов аккумуляции карбонатов щелочей от районов аккумуляции хлоридов и сульфатов. При этом потенциальные ареалы миграции и аккумуляции бикарбонатов и карбонатов щелочей значительно шире, чем хлоридов и даже сульфатов. Сода и бикарбонаты натрия будут иметь тенденцию накапливаться в районах сравнительно низкого общего содержания солей, т. е. главным образом при начальных стадиях соленакопления.

Высокая концентрация соды в растворах в свою очередь весьма сильно влияет на растворимость и подвижность такого важного в химии почв соединения, как углекислый кальций. На рис. 8. показано, как необычайно резко снижается концентрация кальция при сравнительно низких величинах общей щелочности растворов. Еще в присутствии бикарбоната натрия некоторая доля растворимости углекислого кальция сохраняется, но в присутствии нормальной соды по достижении общей щелочности размеров одной-двух десятых % кальций практически исчезает из растворов. Отмеченное явление объясняет, почему в районах щелочного соленакопления в почвенно-грунтовых водах соли кальция практически отсутствуют, несмотря на наличие углекислого кальция в породе и в почвенных горизонтах.

Мы проанализировали это явление на многочисленных аналитических данных, относящихся к почвам различной степени щелочности. По данным, приводимым на рис. 8., можно видеть, как по достижении общей щелочностью водных вытяжек величин 0,05 проц. HCO_3^- соли кальция почти не переходят в водную вытяжку.

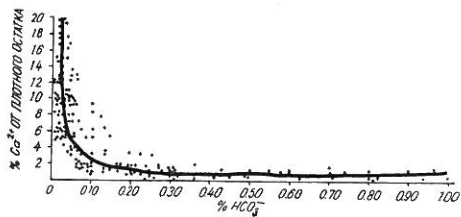


Рис. 8.

Зависимость содержания воднорастворимого Ca^{2+} от величины общей щелочности

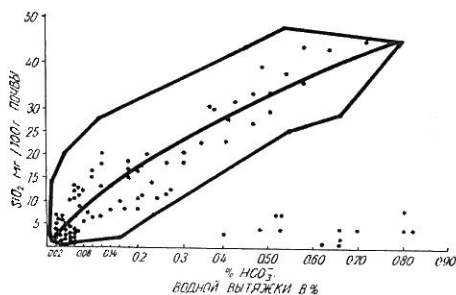


Рис. 9.

Зависимость концентрации воднорастворимого кремнезема от величины общей щелочности

Совершенно обратно влияние нормальных и двууглекислых щелочей на растворимость и подвижность соединений кремнезема, алюминия и органических веществ (Рис. 4.). Чем выше величина щелочности раствора, т. е. чем выше в нем концентрация соды, тем этот раствор больше несет в себе соединений кремнезема, гумуса в форме истинных, молекулярных или коллоидных растворов. То же наблюдается и в отношении почвы: чем выше щелочность почвы, тем в большей мере почвенные растворы или водные

вытяжки содержат подвижных форм кремнезема и органики (Рис. 9.). Известно, что дождевые лужи, воды поверхностного стока, небольшие речки, протекающие через районы почв содового засоления, всегда интенсивно окрашены органическим веществом. Это свойство щелочных содовых растворов переводить в подвижные формы соединения кремнезема, глинозема и органических веществ имеет весьма важные почвенно-геохимические последствия.

Области, затронутые содовым соленакоплением, будут характеризоваться не только аккумуляцией бикарбонатов и карбонатов щелочей. В этих же областях будет происходить параллельное, хотя и скрытое для глаз накопление соединений кремнезема, алюминия и органических веществ, приходящих с щелочными водами поверхностного или подземного стока. Приток названных компонентов в абсолютных размерах в каждый данный момент будет невелик. Однако по отношению к геологическому времени продолжительность почвенных и геохимических процессов накопления кремнезема, глинозема и органических веществ будет достигать значительных величин и завершаться формированием совершенно своеобразного почвообразующего субстрата. Именно с этим свойством — способностью активно транспортировать соединения кремния и алюминия в области содового накопления, по нашему мнению, следует связывать образование в этих областях осадочных пород, богатых содержанием вторичных аморфных минералов, с широким отношением кремнезема к алюминию, и в особенности формирование в этих районах глин монтмориллонитового типа с постоянной примесью высокодисперсного органического вещества. Даже каолиновые глинистые осадки под воздействием щелочных грунтовых вод, приносящих растворенный кремнезем, должны преобразоваться в глины монтмориллонитового типа. Все это вместе взятое сообщает почвообразующим породам областей содового засоления темную окраску, высокую дисперсность, набухаемость во влажном состоянии, сжатие и растрескивание в сухом состоянии — словом все то, что отличает почвы содового засоления от всех других почв земного шара. Конечно, главной причиной черного цвета луговых почв, затронутых содовым засолением, является накопление гумуса в условиях гидроморфного почвообразования.

VI. Накопление соды как начальная стадия процесса засоления почв и вод

Результаты наших многолетних исследований, опубликованные в разные годы (Ковда [19, 20, 22, 24]), установили, что между количеством и составом солей, аккумулирующихся в природных водах и в почвах, существуют определенные закономерные отношения. В процессе роста минерализации вод намечаются следующие количественно-качественные стадии:

1. Весьма пресные воды тропиков и северных лесных областей, содержащие кремнезем и органические веществ с концентрацией до 0,1 г/л;
2. Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды с концентрацией 0,2—0,3 г/л;
3. Гидрокарбонатно-натриевые воды с концентрацией 0,5—0,7 г/л;
4. Гидрокарбонатно-натриевые воды с концентрацией солей 0,5—3,0 г/л, содержащие сульфаты и реже хлориды;

5. Хлоридно-сульфатные воды с концентрацией 2,5—5 г/л, содержащие соду;

6. Сульфатно-хлоридные воды с концентрацией 20—30 г/л и выше, обычно не содержащие значительных количеств соды (Рис. 3.).

Отмеченная выше общая закономерность существования гидрокарбонатно-содовых подземных вод при малой их минерализации порядка 0,3—5 г/л была установлена нами на обширном географическом и гидро-геохимическом материале. Западно-Сибирская низменность, включая Барабинские и Кулундинские равнины, является одним из типичных примеров проявления этой закономерности. В этом обширном районе содового засоления (в 1946 г. этот район был нами назван провинцией содового соленакопления) обнаруживается, что первый водоносный горизонт грунтовых вод, грунтовые воды четвертичных, третичных и меловых толщ, если они имеют концентрацию порядка 0,5—5 г/л, являются в 80—90 проц. случаев гидрокарбонатно-натриевыми с участием сульфатов или хлоридов. Тенденция сочетания соды с хлоридами и сульфатами начинается, почти как правило, при более высоких концентрациях солей в грунтовых водах 10—20—30 г/л. Такая же гидрохимическая зависимость была обнаружена нами позже для бассейна рек Хуан-хе и Сунгари в Китае, где, как отмечено выше, широко представлены почвы содового засоления. То же прослеживается на химизме грунтовых вод Араратской долины в Армении, Карабахской степи в Азербайджане, в подземных водах Северной Африки, Калифорнии, Аргентины и т. д. Известны немногие географические примеры отклонений от этой общей схемы формирования щелочных гидрокарбонатно-натриевых вод. Наиболее ярким примером почти полного выпадения гидрокарбонатов и карбонатов щелочей из состава солей грунтовых вод является Ферганская долина в Узбекистане. Здесь обильно представлены гипсы в геологических породах, слагающих бассейны долины; как осадочные породы, так и почвы пересыщены соединениями гипса. В этих условиях невозможно сколько-нибудь повышенное концентрирование и накопление бикарбонатов и карбонатов щелочей в растворах. Поэтому Ферганская долина является классическим примером отсутствия накопления щелочных соединений и примером господства процессов накопления сернокислых солей и в особенности сернокислого кальция. В меньшей степени, но все же это характерно и для Голодной степи, и для Бухарской области в Узбекистане, для долины реки Вахш в Таджикистане, для нижнего течения реки и дельты реки Аму-Дарья.

Противоположная аномалия интенсивного накопления бикарбонатов щелочей в высоко концентрированных растворах наблюдается на аллювиальных равнинах пустынь Западного Китая. Здесь по террасам долин рек Торим, Аксу и др. широко распространены луговые содовые солончаки. Как правило, грунтовые воды здесь также относятся в общем к группе сравнительно маломинерализованных с концентрацией 0,5—3—5 г/л и являются щелочными по своему составу. Но исследования *Егорова* и его сотрудников [13] показали вместе с тем, что здесь встречаются грунтовые воды с концентрацией 10—15—30 г/л и притом также с ясно выраженным накоплением в составе солей карбонатов и бикарбонатов натрия. Такое аномально высокое накопление карбонатов и бикарбонатов щелочей в пустынях Центральной Азии, по мнению *Егорова*, является следствием почти полного отсутствия в этих областях глини, насыщенных обменным кальцием. Как было показано выше, глинообразование и, особенно, реакция с обменным кальцием могут

сопровождаться выведением натрия из растворов, а, следовательно, и ограничивать накопление свободной соды. Отсутствие глин при господстве непрерывного притока свежих продуктов выветривания, а также при испарении и концентрировании щелочных подземных вод может сопровождаться исключительно высоким накоплением в растворах и почвах карбонатов и бикарбонатов щелочей. В дополнение к этому, в условиях Западного Китая весьма большая роль принадлежит также практически полному отсутствию гипса.

Наличие тех или иных геохимических аномалий лишь подчеркивает необходимость специального детального исследования химического состава легкорастворимых солей в подземных водах и почвах высокого, среднего и, в особенности, низкого засоления.

Мы имели возможность проанализировать связь между щелочностью грунтовых вод и их концентрацией на примере бассейна рек Хуан-хе и Сунгари. На рис. 10. по оси абсцисс показаны суммарные концентрации солей в грунтовых водах и суммарные количества солей в почвах. По оси ординат показаны соответственно величины рН грунтовых вод и почв. Как видно из рисунка, при малых концентрациях грунтовых вод порядка 3—4 г/л, величина рН в грунтовых водах колеблется в среднем около 7,8—8,0 с довольно большой амплитудой порядка 7,2—8,9. Следует иметь в виду, что воды отбирались и анализировались без защиты от воздействия угольной кислоты атмосферы, поэтому рН в естественных водах несколько

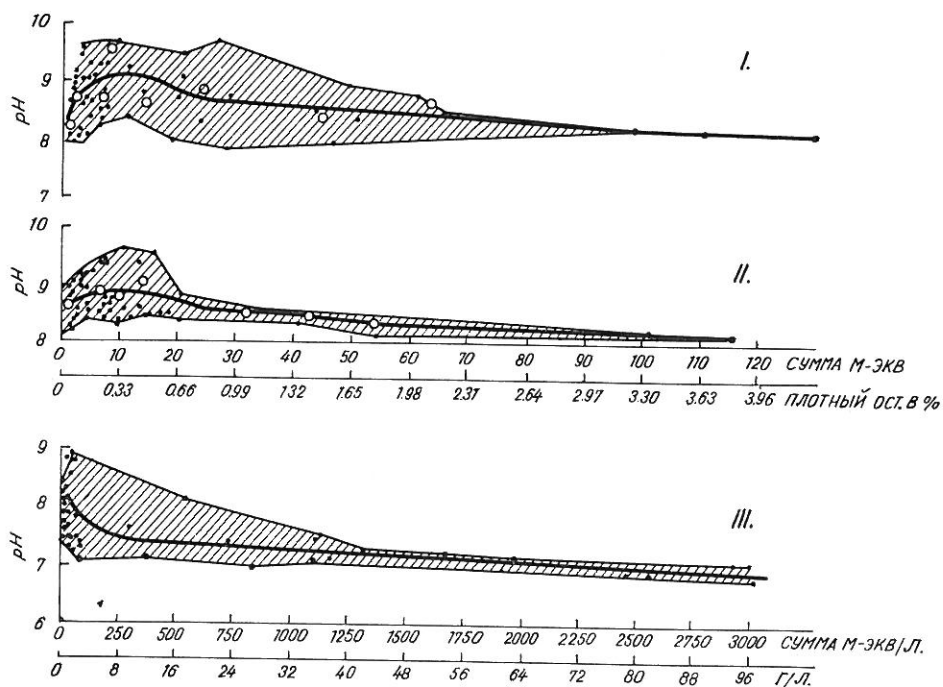


Рис. 10.

Зависимость между степенью засоленности и величиной рН; I в верхних горизонтах почвы (0—25см), II в нижних горизонтах почвы (25—150—200), III в грунтовых водах. Точками показаны единичные определения рН, кружками — среднее рН.

понижен по отношению к имеющейся концентрации бикарбонатов и карбонатов щелочей. Отчетливо видна тенденция уменьшения величины щелочности грунтовых вод с возрастанием их концентрации. С отдельными колебаниями в целом можно считать, что выше концентрации 5 г/л рН грунтовых вод бассейна рек Хуан-хе и Сунгари никогда не превышает величины 7,5. Грунтовые же воды с концентрацией 30—50 г/л и более, как правило, являются нейтральными. Такая же закономерная связь между величинами щелочности и суммой солей прослеживается не только в грунтовых водах, но и в почвах. Щелочные почвы содового засоления, формируясь под воздействием грунтовых вод малой минерализации, сами являются почвами низкой степени засоленности. Общая сумма солей в щелочных почвах содового засоления редко достигает 1,0 проц. Чаще встречаются щелочные почвы содового засоления с общим содержанием солей (извлекаемых водной вытяжкой) не выше 0,5—0,7 проц. с поверхности и значительно меньше в глубину. Лишь в исключительных случаях образуются минеральные содовые солончаки, в которых сумма солей, извлекаемых водной вытяжкой, достигает нескольких процентов. Это может иметь место, например, по берегам содовых озер, где происходит химическое осаждение солей из насыщенных растворов с накоплением троны. На том же рисунке, где показана зависимость между рН и степенью минерализации грунтовых вод, показана зависимость между рН и степенью засоленности почв бассейна рек Хуан-хе и Сунгари. В целом, показатели рН для почвенных горизонтов значительно выше, чем эти же показатели для грунтовых вод. Происходит как бы сепарация соды почвой. Попав в почвенные горизонты из грунтовых вод, сода в дальнейшем из почвы не вымывается, как вследствие низкой водопроницаемости щелочных грунтов, так и малой растворимости соды при холодной погоде. Общая же закономерность зависимости повторяет предыдущий случай с грунтовыми водами. Чем меньше сумма солей в почвенных горизонтах, тем чаще наблюдается высокая щелочность почв. Так, при содержании солей в количестве 0,6 проц. и меньше, величина щелочности по рН в среднем составляет примерно 8,6—8,8 с колебаниями от 8 до 9,6. При больших степенях засоления в нижней части профиля (1—2—3 проц.) щелочность почв прогрессивно уменьшается, стремясь к рН 8. Эта же диаграмма показывает зависимость величин щелочности от степени засоленности самого верхнего горизонта почв. Почвы с особо высокими величинами рН порядка 9—10 появляются лишь при содержании солей меньше двух процентов. При засолении 2,5—3—4 проц. рН поверхностных горизонтов засоленных почв Китая не достигает высоких величин, приближаясь к 8. Все это свидетельствует о том, что существует весьма тесная связь между процессом формирования щелочных почв содового засоления и химическим составом почвенно-грунтовых вод. В самых начальных фазах соленакопления, когда почвенно-грунтовые воды сами имеют малые концентрации порядка 0,3 г/л и меньше, в гидроморфных условиях формируются высокогумусные луговые темноцветные почвы без признаков засоления, с низкой щелочностью, обладающие высоким естественным плодородием. В дальнейшем по мере возрастания солей в почвенно-грунтовых водах за счет накопления в них карбонатов и бикарбонатов щелочей происходит возрастание щелочности почв до величин рН 9—10 вследствие интенсивного накопления в почвенном профиле карбонатов и бикарбонатов натрия. По мере возрастания степени концентрации солей в почвенно-грунтовых водах в них накапливаются сернокислые

и хлористые соли, в том числе соли, содержащие кальций. Начинается постепенное загипсовывание засоляющихся почв и нейтрализация накопившейся ранее соды и бикарбонатов натрия с исчезновением высокой щелочности. В итоге образуются сильно засоленные почвы при высоких минерализациях грунтовых вод, но отличающиеся малой щелочностью и даже нейтральной реакцией. Привязанность почв содового засоления к низкой степени общей засоленности почвы может быть прекрасно иллюстрирована суммарной диаграммой солевого состава почв Западно-Сибирской низменности в зависимости от общей суммы легкорастворимых солей в почвенных горизонтах (Рис. 11.).

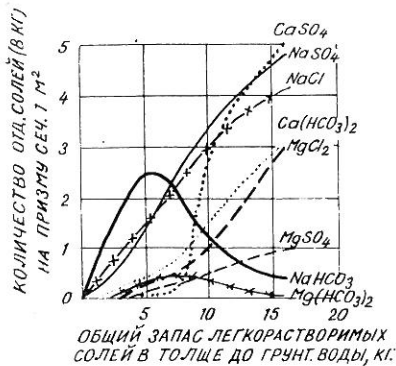


Рис. 11.

Соленакпление в почвах Западной Сибири

В основе этого графика находится большое количество аналитических данных, поэтому достоверность этого материала достаточно велика. Из графика видно, что щелочные почвы, т. е. почвы, в которых бикарбонаты и карбонаты натрия преобладают абсолютно и относительно среди солей, существуют при валовом содержании солей в почвенной призме сечением 1 м² не более 5—7 кг. С приближением общего содержания солей в почвенном профиле к 10 кг в условиях Западной Сибири начинает заметно накапливаться гипс, количество углекислых щелочей уменьшается и они исчезают, превращаясь под влиянием гипса в углекислый кальций. Содержание серно-

кислого натрия интенсивно возрастает, почва из мало- и средnezасоленной превращается в сильнозасоленную, но при этом теряет свою щелочность, переходя в группу нейтральных почв сульфатно-хлоридного засоления. Это типичное явление было обнаружено исследованиями нашей лаборатории (В. С. Муратова) также и на равнинах Центрального Азербайджана. Приуроченность щелочных почв содового засоления к абсолютно низкой степени засоленности объясняет, почему в случаях измерения электропроводности почв, как способа определения степени засоленности их, содовые почвы не были идентифицированы, не были поняты и рассматривались в ряду незасоленных почв, имеющих плохие водно-физические свойства. Если бы в таких почвах были сделаны детальные исследования воднорастворимых солей, извлекаемых водными вытяжками, если бы грунтовые воды, которые в этих почвах являются пресными на вкус, были проанализированы на содержание в них солей, было бы обнаружено высокое содержание в них бикарбонатов и карбонатов натрия и было бы найдено объяснение причин низкой плодородности и плохих водно-физических свойств. Для автора нет сомнения в том, что многие плотные, плохопроницаемые, бесструктурные, трещиноватые темные степные и луговые почвы (так называемые vertisols) являются разновидностями почв содового засоления, что не было доказано лишь потому, что их химизм изучался методом электропроводности либо же не изучался совершенно. В таблице 5. приводятся аналитические данные типичных почв содового засоления из различных районов Азии, Европы, Африки.

VII. Использование и мелиорация почв содового засоления

Вследствие высокой токсичности бикарбонатов и карбонатов натрия для сельскохозяйственных растений, вследствие крайне неблагоприятных агро-физических и водно-физических свойств, щелочные почвы содового засоления представляют собой весьма трудный и малоблагодарный объект для использования в сельском хозяйстве. Устойчивая коренная мелиорация щелочных почв — дорогое и трудно осуществимое дело. Поэтому, прежде чем щелочные почвы будут включены в объекты сельскохозяйственного использования, их следует глубоко изучать в отношении генезиса, химических, физических и гидрологических свойств с тем, чтобы выбрать методы мелиорации и освоения их для земледелия. Направление сельскохозяйственного использования щелочных почв и методы их мелиорации зависят от того, предполагается ли их использовать как пастбища либо же как пахотные угодья в неорошаемом (сухом) земледелии, либо же в орошаемом земледелии. С другой стороны, методы и техника мелиорации щелочных почв непосредственно зависят от типа и динамики щелочных почв, в особенности от того, являются ли они современными, активными, связанными со щелочными грунтовыми водами, либо же они являются остаточными, реликтовыми, эволюционирующими в направлении нормальных нещелочных почв.

С точки зрения чисто экономической, если страна или данная область обладает достаточно хорошими обширными земельными ресурсами, целесообразнее территории щелочных почв содового засоления не распахивать, а использовать по преимуществу как пастбища. В целинных условиях щелочные почвы имеют хотя и изреженный растительный покров, который поедается мелким и крупным рогатым скотом. В таких районах содового засоления, как Восточно-Африканский грабен, где щелочные почвы покрыты редкой травянистой растительностью саванны, там на естественных пастбищах кочуют стада диких буйволов, зебр, антилоп, оленей и других животных. Эти животные при разумном ведении хозяйства дают весьма значительное количество ценного мяса, кожи, шерсти и многих попутных продуктов мясной промышленности. Животноводство Западной Сибири в СССР процветает на естественных пастбищах лугово-болотных и луговых почв, в значительной степени подверженных содовому засолению. Наиболее тяжелые почвы содового засоления в Венгрии не распахиваются, а используются в пастбищном животноводстве. То же имеет место в Аргентине. Нужно, однако, иметь в виду, что перегрузка пастбищ, ведущая к деградации растительности и разрушению дернины, увеличивает интенсивность испарения почвенной влаги, усиливает накопление щелочных солей и сопровождается снижением продуктивности пастбищ. Особенно в губительных размерах отмеченное явление наблюдается на щелочных почвах, имеющих близкие грунтовые воды. Таким образом использование щелочных почв в пастбищном хозяйстве должно сопровождаться выбором и поддержанием оптимальной нагрузки животных на единицу площади. Как показал опыт Австралии, пастбища с щелочными солонцовыми почвами могут быть значительно улучшены подсыпкой на поверхность почв гипса и простейшими приемами орошения. Использование щелочных почв (солонцов, луговых солончаков) в неорошаемом сухом земледелии весьма сложно, сопровождается неудачами и сравнительно низкими урожаями возделываемых куль-

Египет—ОАР			Вади—Натрун Египет—ОАР		ЮТА—США			
Глуб. в см.	м. экв. CO ₃ ²⁻	м. экв. % НСО ₃ ⁻	Раствор. соли	% содер- жания	Глубина в см.	pH	Na ⁺ % от емкости	НСО ₃ ⁻ м. экв. на литр на- сыщенного экстракта
0—15	1.4	6.7	Na ₂ CO ₃		0—2.5	9.9	24.9	10.35
15—30	3.7	4.8	NaHCO ₃	85.86	2.5—12.5	9.0	31.3	9.27
30—55	2.5	6.0	NaCl	7.00	12.5—25	10.0	61.3	11.86
55—80	0	10.4	Na ₂ SO ₄	1.20	25—45	10.1	75.6	8.94
80—105	0	8.3	Всего:	94.06	45—120	9.5	70.6	4.31

тур. Многое зависит от количества и годового распределения атмосферных осадков. Средиземноморский тип распределения атмосферных осадков с максимумом зимою и весной, а также муссонный тип распределения атмосферных осадков с максимумом летом, если общее количество осадков достигает величин 300—400 миллиметров, позволяет получать урожаи таких неорошаемых культур, как ячмень и пшеница. Однако это ограничивается лишь почвами очень низкой степени щелочности с pH не выше 8,5. Если щелочные почвы имеют pH около 9 и тем более 10 и выше, то возделывание сельскохозяйственных культур без орошения и без мелиорации в сухом земледелии делается невозможным. В тех случаях, когда щелочные солонцовые горизонты почв находятся не на самой поверхности, а прикрывают гумусовым или осолоделым горизонтом «А», то естественное плодородие этих почв несколько выше и возможности к их использованию в сухом земледелии возрастают. Однако во всех случаях использования щелочных почв в сухом земледелии необходимы специальные мелиоративные мероприятия; внесение гипса в почвы из расчета нейтрализации свободной соды и обменного натрия, глубокая плантажная вспашка с перемешиванием щелочных горизонтов с подпочвенными горизонтами, имеющими известь или гипс, внесение больших количеств органических удобрений с тем, чтобы увеличить в почве количество угольной кислоты, нейтрализующей щелочность. Мировой опыт изучения методов мелиорации щелочных почв свидетельствует, однако, о том, что лучше всего их использовать в орошаемом земледелии, сочетая орошение с эффективными мероприятиями по коренному улучшению этих почв. Многолетние исследовательские работы в этом направлении проведены советскими почвоведом и агрономами в Поволжье, в Западной и Восточной Сибири, в Центральной и Северной Украине, в Приуралье, Закавказье; весьма ценные наблюдения и методы разработаны венгерскими почвоведом, почвоведом США в Калифорнии и Орегоне, а также почвоведом Китайской Народной Республики и в Северо-Восточном и Западном Китае. Опыт разных стран согласованно показывает, что коренная мелиорация щелочных почв содового засоления должна базироваться на одновременном применении комплекса мелиоративных мероприятий: химических, физических, биологических, гидротехнических (поливы, промывка, дренаж).

Прежде всего для устойчивого освоения содовых почв необходимо ликвидировать их щелочность, вызываемую присутствием углекислого и двууглекислого натрия, а также вызываемую поглощенным натрием. Общая щелочность почвы по данным водной вытяжки должна быть снижена до величины порядка 0,05 проц. НСО₃⁻, pH должен быть снижен до величины

8,4—8,5 и количество обменного натрия в пахотном горизонте должно быть уменьшено до величины порядка 5—10 проц. от суммы обменных катионов. По данным советских, американских и венгерских опытных станций, хорошие результаты получены от внесения больших количеств (40—90 т/га) гипса, серы (1—2 т/га), отходов серной кислоты, сернокислого железа, технического хлористого кальция, отходов соляной кислоты, газообразного хлора. При достаточно влажном климате или хорошем орошении удовлетворительные результаты в экспериментальных условиях иногда достигаются при одновременном внесении углекислого кальция с большими количествами органических удобрений, ведущих к образованию бикарбоната кальция и свободной угольной кислоты в почвенном растворе. Оптимальные нормы, сроки и техника внесения отмеченных выше химических мелиорирующих веществ в весьма большой степени зависят от физико-географических условий местности, от степени щелочности почв и характера содовых щелочных почв. Так как содовые солончаки отличаются высокой засоленностью, то кроме гипсования они нуждаются в промывках для удаления избыточных солей. Вследствие низкой водопроницаемости этих почв и очень плохой вымываемости соды и сернокислого натрия в холодное время года целесообразнее после гипсования содовые солончаки пропускать 1—2 года через культуру поливного риса. Этот «летний тип» промывки протекает эффективнее и дает хорошие результаты (опыты в КНР и Венгрии). Следующим элементом системы методов мелиорации почв содового засоления является мероприятие по улучшению физических свойств почв. Нужно ликвидировать слитость и бесструктурность почв, их центризованность, водонепроницаемость, склонность к набуханию во влажном состоянии и к цементации и коркообразованию в сухом состоянии. Частично эта задача решается путем ликвидации щелочности и обменного натрия, а также введением в почвенный раствор и в поглощающий комплекс кальция. Дополнительным приемом улучшения физических свойств щелочных почв является их глубокое рыхление (на 50—70 см) и периодическое высушивание и прогревание поверхности почвы с помощью обычного солнечного нагрева в черном пару, когда происходит дегидратация и коагуляция почвенных коллоидов, сжатие, кристаллической решетки монтморилонитовых минералов, необменное закрепление части поглощенного натрия и в итоге общее улучшение структурности и физических свойств почвы. Наши лабораторные исследования в 30-х годах и полевые исследования украинских ученых показали, что термическое воздействие на физические свойства щелочных солонцовых почв даже при температурах порядка 70—75° сопровождается заметным улучшением агро-физических свойств.

Важнейшим элементом системы мелиорации почв содового засоления является ликвидация источников возобновления содовых растворов в самой почве. Этот элемент отпадает в тех случаях, когда почвы содового засоления представляют собою остаточные реликтовые формы, в которых грунтовые воды находятся глубже 10—15 метров. В этих условиях капиллярное передвижение соды и бикарбонатов натрия к поверхности почвы уже не существует и однократная нейтрализация гипсом, серой или другими препаратами имевшихся ранее запасов щелочных солей оказывается достаточной на долгие годы, в особенности, если поля удобряются, рыхлятся и периодически пропускаются через черный пар. Однако многие щелочные почвы являются не реликтовыми, а современными и имеют на небольшой глубине порядка

1,5—2—3 м грунтовые воды, содержащие соду. В таких случаях, как показывает опыт стационарных наблюдений в Приуралье, щелочные почвы, несмотря на произведенные химические мелиорации, через 3—5 лет вновь приобретают повышенную щелочность со всеми неблагоприятными последствиями. Близкие к поверхности щелочные грунтовые воды через капиллярную кайму непрерывно поставляют в почвенные горизонты новые порции карбонатов щелочей. Поэтому в тех случаях, когда щелочные засоленные почвы являются гидроморфными, т. е. имеют близкие к поверхности грунтовые воды продолжительность эффекта химических мелиораций ограничена несколькими годами. В таких случаях в дополнение к химическим и физическим мелиорациям, совершенно обязательным элементом будет искусственный дренаж грунтовых вод для снижения их уровня и для вывода содовых растворов за пределы района. Дренаж для снижения и отвода щелочных грунтовых вод может быть различного типа: открытый или закрытый горизонтальный, машинный вертикальный или комбинированный. Он может быть разреженным или загущенным в зависимости от степени щелочности почв и грунтовых вод и величины напорности последних, но он будет единственной гарантией против реставрации содового засоления и против усиления содового засоления в случае подъема грунтовых вод. Венгерские почвоведы Szabolcs и Darab наблюдали явление вторичного содового засоления в тех районах Венгерской низменности, которые были орошены для культуры риса [54, 55]. В этом случае предупредительной мерой против вторичного засоления является дренаж грунтовых вод как обязательных элемент всего комплекса рассмотренных выше мероприятий. Разрабатывая систему мероприятий по мелиорации почв содового засоления необходимо принимать во внимание химические свойства оросительных вод. Если оросительные воды, используемые для поливов щелочных почв, содержат бикарбонаты или сульфаты кальция, то длительное применение таких вод повлечет за собою постепенное улучшение химических, физических и биологических свойства этих почв. Именно это явление наблюдалось на опытной станции Фресно в Калифорнии американским почвоведом Келлеу. На этом же основано внесение гипса в щелочные почвы в растворенной форме с поливной водой. Австралийские ученые этим путем добиваются быстрого и успешного улучшения солонцовых пастбищ. Положительный эффект можно ожидать также от поливных вод, содержащих кислоты, как это часто бывает с заводскими водами или водами из угольных или рудных шахт. Наоборот, если оросительные воды не содержат солей кальция, не являются кислыми, а содержат хотя бы малые концентрации бикарбонатов и карбонатов натрия, их применение на щелочных почвах усилит щелочность и будет вызывать дальнейшее ухудшение химических, физических и биологических свойств. Такой, например, повышенной щелочностью обладают воды озера Севан в Армении. В этих случаях потребности в количествах химических мелиорирующих веществ будут возрастать, как будет необходимо также и повторное применение химических мелиораций через ряд лет орошения щелочными водами.

Наконец, важным элементом системы мероприятий по коренному улучшению щелочных почв являются мероприятия, направленные на увеличение их биологической активности. Щелочные почвы при высоких рН являются биологически малоактивными. Микробиологическое население в этих почвах ослаблено, количество насекомых, в особенности червей, обитающих

почвенные горизонты, низкое. Интенсивность развития корневой массы небольшая. В итоге продукция органического вещества и продукция угольной кислоты также низкая. Все это снижает уровень плодородия щелочных почв. Для того, чтобы увеличить биологическую активность и жизнедеятельность щелочных почв, весьма желательно их заправлять особо большими количествами органических удобрений: навоза, органических остатков, торфяного компоста и т. д. Постепенно это поведет к развитию микробиологической активности, продуцированию угольной кислоты и общей биологизации почвы.

Итак, можно видеть, что система методов мелиорации щелочных почв содового засоления сложна, варьирует в зависимости от условий и типа почв и включает многие дорогостоящие мероприятия, которые иногда приходится повторять через ряд лет для поддержания устойчивого эффекта. С научной точки зрения и на базе имеющихся лабораторных и полевых опытов, мы можем утверждать с оптимизмом, что проблема мелиорации и освоения щелочных почв разрешена. Проведя комплекс теоретических и опытных практических исследований, мы в состоянии разработать и осуществить программу мелиорации и освоения любых щелочных засоленных почв. Сложнее обстоит вопрос с экономической точки зрения. В каждом отдельном случае, прежде чем щелочные почвы будут распахиваться для сухого земледелия или использоваться в орошаемом земледелии, необходимо всесторонне оценить экономический эффект мелиорации и только после этого переходить к практическому осуществлению.

Литература

- [1] Айдинян, Р. Х.: К вопросу о природе химизма солонцов и солончаков Арздянской степи и путях их химических мелиораций. Почвоведение. (3) 1935 г.
- [2] Антипов-Каратаев И. Н.: Вопросы происхождения и географического распространения солонцов СССР. В кн. Мелиорация солонцов в СССР. АН СССР. Москва. 1953 г.
- [3] Базилевич Н. И.: О соленакоплении и почвах и водах Барабинской низменности. Тр. Юбилейной сессии посв. 100-ю со дня рожд. В. В. Докучаева. АН СССР. 545—559. 1949 г.
- [4] Виленский Д. Г.: Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения. Изд. «Новая деревня». Москва. 1924 г.
- [5] Виленский Д. Г.: Засоленные почвы Украины. Мат. докл. грунт. Украина 0, 1927 г.
- [6] Гедройц К. К.: Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. I., Оп. Агр. 13, 363—414., 1912 г.
- [7] Гедройц К. К.: Учение о поглотительной способности почв. Отдельные Изд., Москва, 1922 г.
- [8] Гедройц К. К.: Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. Научно-популярный очерк 46, Носовская с. х. оп. станция. 1928 г.
- [9] Герасимов И. П. & Иванова Е. Н.: Процесс континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи (Зап. Сибирь). Тр. Почв. Ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР. 0. 101—136. 1934 г.
- [10] Глинка К. Д.: Солонцы и солончаки Азиатской части СССР (Сибирь, Туркестан). Изд. «Новая деревня». Москва. 1926 г.
- [11] Димо Н. А.: Сода в почвах Средней Азии. Изд. Ин-та Почвовед. и Геобот. САГУ. (1) 1925 г.
- [12] Егоров В. В.: Содовое засоление почв в Южном Сынцзяне (к геохимии соды). Почвоведение. (5) 1—12. 1961 г.
- [13] Егоров В. В., Захарьина Г. В., Кизилова А. А. & Шелякина О. А.: Процессы соленакопления на равнинах Таримской впадины. 1962 г.
- [14] Еремин Г. Г.: Солонцово-солончаковые комплексы урочища Б Майтуга Куйбышевской области. Почвоведение. (5). 1936 г.

- [15] Ковда В. А.: К вопросу о движении и накоплении кремнезема в засоленных почвах. Тр. Почв. Ин-та АН СССР. Матер. по изуч. засоленных почв. XXII/I. 1—16. 1940 г.
- [16] Ковда В. А.: К вопросу об образовании в почвах вторичных карбонатов кальция. Тр. Почв. Ин-та АН СССР. 0. 247—253. 1934 г.
- [17] Ковда В. А.: Солончаки и солонцы. АН СССР. Москва. 1937 г.
- [18] Ковда В. А.: Солонцы. Почвы СССР. АН СССР. Москва. I. 1939 г.
- [19] Ковда В. А.: Происхождение и режим засоленных почв, АН СССР, Москва. I. 1946 г. II. 1947 г.
- [20] Ковда В. А.: Геохимия пустынь СССР. Докл. на V. Межд. Конгр. Почвовед. А.Н. СССР. Москва. 1954 г.
- [21] Ковда В. А.: Очерки природы и почв Китая. АН СССР, Москва. 1958 г.
- [22] Ковда В. А. & Захарьина Г. В.: Геохимические особенности и процессы соленакопления в почвах Синьцзяна. Почвоведение. (9) 1—4. 1959 г.
- [23] Ковда В. А. & Быстров С. В.: К вопросу о природе щелочности. Тр. Комиссии по ирригации. &. 1936 г.
- [24] Ковда В. А., Егоров В. В., Морозов А. Т., Лебедев Ю. П.: Закономерности процессов соленакопления в пустынях Арало—Каспийской низменности. Тр. Почв. Ин-та АН СССР. 44. 5—79. 1954 г.
- [25] Ковда В. А., Ливеровский Ю. А., Сун Да-Чен: Очерк почв Приамурья. Изв. А.Н. СССР. сер. биолог. (1) 91—106. 1957 г.
- [26] Ковда В. А., Зимовец Б. А., Ачмиславская А. Г.: О гидрогенной аккумуляции соединений кремнезема и полуторных окислов в почвах Приамурья. Почвоведение. (5) I—II., 1958 г.
- [27] Кучин М. И.: Месторождения природной соды в Сибири и значение их в развитии содовой промышленности. Жизнь Сибири. (11—12) 1929 г.
- [28] Розанов А. Н.: Содовые солонцы и осолоделые почвы долины р. Чу. Пробл. Сов. Почвоведения (9) 1939 г.
- [29] Роджерс: Химические соотношения вод нефтяных месторождений. Москва. 1924 г.
- [30] Самбур Г. Н.: Солонцы УССР и их улучшение. В кн. Мелиорация солонцов в СССР. АН СССР. Москва. 1953 г.
- [31] Сулиш В. А.: Воды нефтяных месторождений СССР. ОНТИ. Москва. 1935 г. V/A. Budapest. 1929.
- [32] CORRENS, W. C.: Einführung in die Mineralogie. Springer. Berlin. 1949.
- [33] CUMMINS, A. B. & KELLEY, W. P.: The formation of sodium carbonate in soils. Calif. Agric. Exp. Sta. Techn. Paper. 7. 1. 1923.
- [34] DOMMERGUES, Y.: Caractéristiques biologiques de quelques grands types de sol de l'Ouest africain. Troisième Conf. Interafricaine des Sols. 1. 215—220. CCTA. Dalaba. 1959.
- [35] GRACIE, D. S., RIZK MAHFOU, MOUKHTAR AHMED & MUSTAFA ABDEL HAMID, I.: The nature of soil deterioration in Egypt. Min. Agric. Egypt. Techn. Sci. Service. Bull. 148. 1934.
- [36] HILGARD, E. W.: Die -Bildungsweise der Alkaliböden in der Natur. Ber. Dtsch. Chem. Ges. 25. 3624—30. 1892.
- [37] HILGARD, E. W.: Soils. Their formation, properties, composition and relations to climate and plant growth on the humid and arid regions. MacMillan. New York. 1906.
- [38] JOSEPH, A. F. & OAKLEY, H. B.: The properties of heavy alkaline soils containing different exchangeable bases. J. Agric. Science. 19. 1929.
- [39] KANWAR, J. S. & SEHGAL, J. L.: Classification of saline sodic and normal soils of Karnal District. J. Indian Soc. Soil Sci. 10. 19—25. 1962.
- [40] KAUL, K. N.: Conquest of "USAR". An experiment in reclamation of alkaline land at Banthra, Lucknow District, by biological and agronomic methods. National Botanic Gardens, Lucknow. 1961.
- [41] KELLER, W. D.: The principles of chemical weathering. Lucas Broth. Publ. Columbia. Miss. 1957.
- [42] KELLEY, W. P.: The formation, evolution, reclamation and absorbed bases of alkali soils. J. Agric. Sci. 24. 72—92. 1934.
- [43] KELLEY, W. P.: Alkali soils. Their formation, properties and reclamation. Reinhold. New York. 1951.
- [44] KOVDA, V. A.: Salinity problems of irrigated soils in Egypt. Studies on the Soils of Egypt. Publ. Inst. Désert d'Egypte. (14) Part. I. Cairo. 1958—1960.

- [46] KOVDA, V. A.: The development of soil science in Egypt with particular reference to the role of the National Research Centre of Egypt. Studies on the soils of Egypt. Publ. Inst. Désert d'Égypte. (11) Part. 2. Cairo. 1958—1960.
- [47] PIAS, J.: Essai de classification des sols de la cuvette tchadienne. 3e Conf. Inter-africaine des Sols. **1**, 443—447. CCTA. Dalaba. 1959.
- [48] RAYCHAUDHURI, S. P.: Development of legends for classification and nomenclature of Indian soils. *J. Indian Soc. Soil Sci.* **10**, 1—18. 1962.
- [49] RAYCHAUDHURI, S. P. & DATTA-BISWAS, N. R. D.: Saline and alkali soils of Asia with particular reference to India. Actes et comptes rendus 5e Congrès Internat. Sci. Sol. Léopoldville. **1**, 191—207. 1955.
- [50] SIGMOND, A. A.: The alkali soils in Hungary and their reclamation. *Soil Sci.* **18**, 379. 1924.
- [51] SIGMOND, A. A.: Hungarian alkali soils and methods of their reclamation. Printing Office, Berkeley, Calif. Univ. 1—156. 1927.
- [52] Soil classification. A comprehensive system. 7th approximation. Soil Survey Staff. Soil Conserv. Service, US Dept. Agric. 1960.
- [53] STEPHENS, C. G.: A manual of Australian soils. 3rd ed. Melbourne. 1962.
- [54] SZABOLCS, I.: A vízrendezések és öntözések hatása a tiszántúli talajképződési folyamatokra. (Effect of drainage and irrigation on the soil formation processes in the region beyond the Tisza in the Great Hungarian Plain.) Akad. Kiadó, Budapest. 1961.
- [55] SZABOLCS, I. & DARAB, K.: Az oldható sók dinamikája öntözött talajon. (Dynamics of soluble salts in irrigated soils.) *Agrokémia és Talajtan.* **4**, 251—264. 1955.
- [56] SZABOLCS, I. & MÁTÉ, F.: Die Bildung der Ungarischen Alkaliböden. *Z. Pflernähr. Düng.* **73**, 140—146. 1956.
- [57] Tour I. New York. City to Madison, Wisconsin. Seventh Congress of the Internat. Soc. Soil Sci. US Dept. Agric. August, 1960.
- [58] TREITZ, P.: Sós földek a Nagy-Alföldön. (Alkaliböden des Ungarischen Grossen Alföld.) *Földtani Közlöny* **38**, (1—2) 1908.