

中国科学院黑龙江流域综合考察队編輯

黑龙江流域綜合考察隊 自然条件組学术报告汇编

第 二 集

(内部資料·注意保存)

科 学 出 版 社

黑龙江流域綜合考察队
自然条件組学术报告汇编
(第二集)

編輯者 中国科学院林业土壤研究所

出版者 科 学 出 版 社
(北京朝阳門大街 117 号)
北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

印刷者 中 国 科 学 院 印 刷 厂

发行者 科 学 出 版 社

1959 年 3 月第 一 版 書号: 1693 字数: 130,000
1959 年 3 月第一次印刷 开本: 787×1092 1/16
(京) 0001—2,700 印张: 5 1/2

定价: (10) 0.85 元

黑龙江流域綜合考察队自然条件組学术报告汇编

第 二 集

目 录

黑龙江流域的地球化学及其土壤改良的途径·····	B. A. 科夫达 (1)
黑龙江中游的土壤及农业資源·····	宋达泉、唐耀先、严长生、南寅鎬、孙鴻烈、沈善敏 (15)
1957 年黑龙江流域自然条件考察总结报告·····	Ю. A. 李維洛夫斯基 (26)
黑龙江地区的土壤粘土矿物·····	Н. И. 高尔布諾夫 (41)
黑龙江流域的土壤形成和地球化学·····	B. A. 科夫达 (44)
黑龙江流域土壤地理·····	Ю. A. 李維洛夫斯基 (49)
黑龙江流域主要土类的特征及土壤区划·····	宋达泉 (52)
安达地区苏打盐土的形成·····	Ю. Ю. 叶戈洛夫 (60)
黑龙江流域土壤气候条件下机器拖拉机使用的特点·····	A. A. 伊万琴科 (64)
黑龙江流域扩展种稻問題的初步考察报告·····	楊守仁 (73)
黑龙江流域农作物考察报告·····	王金陵 (76)
黑龙江流域果树蔬菜考察报告·····	譚其猛 (80)
松辽平原的土壤盐渍化問題·····	B. B. 叶戈罗夫 (88)

黑龙江流域的地球化学及其 土壤改良的途徑*

B. A. 科夫达
(苏联科学院通訊院士)

我把我的报告分为两个部份:

第一部份为土壤中 SiO_2 , Na_2CO_3 , Fe, Al 的移动和聚累(地球化学运动变化規律)。

第二部份为苏打盐土的改良、沼泽地的排水及肥料試驗等方面的問題。

一. 第一部分: 黑龙江流域的土壤地球化学

关于本区土壤地理分布的規律性、土壤生成的自然条件等方面的問題,李維洛夫斯基教授和宋达泉教授的报告中已讲得很詳細。对这些报告的基本观点我完全同意;这些报告讲在前面,对我的报告有很大方便。关于本地区的自然地理和土壤方面的报道,已发表于苏联科学院生物学通报上(1957),請大家看看,并請对该文提出批評。

另有一篇报告“黑龙江地区土壤的发生学特点”已譯成中文,这篇文章亦与本报告有关(見黑龙江流域綜合考察学术报告第一集,1958)。

在前几天报告会中有一个問題,即土壤水及地下水的 Na_2CO_3 , NaHCO_3 如何移动和积聚,苏打的盐渍化問題比氯化物的盐渍化問題研究得差得多。根据熊毅教授 1946 年的資料,到目前为止, Na_2CO_3 及 NaHCO_3 在地下水中的积聚,大都是在矿化度小的地下水中进行的。

由图 1 中可清楚看出:各类盐分和总盐量成一个明确的函数关系,在图中可分为三部分:

I 为 HCO_3^- 阶段; II 为 SO_4^{2-} 阶段; III 为 Cl^- 阶段。

上述三个阶段是相互联系的,由于盐分浓度的增加,因而引起了这三个阶段的相互过渡,該过程要根据各地区的地質条件、盐矿之有无、排水条件等而有所变化,但在地理区域这个規律总是一致的;同时在此过程的发展中还有一种东西,过去都被忽視了。这就是硅酸 SiO_2 分布的情况。它的分布因地区而不同,但其分布的总的規律性仍是一致的。

如果某一地区特别干旱,則上述 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 阶段很快就过去了,而达到第三阶段,这种情况,如中国的西北地区和苏联的哈薩克斯坦地区;假如本区系大陆性气候,但仍很温暖,則本区的盐渍化过程停留在第一阶段的时间要长些。总盐量不高,主要为 HCO_3^- , CO_3^{2-} ,这是和排水条件有关,如排水条件差,就迅速达到第三阶段,同时应注意 HCO_3^- 含量

* 本篇系中国及苏联科学院黑龙江綜合考察队自然条件組学术报告之一,1957 年 10 月在沈阳中国科学院林业土壤研究所报告。

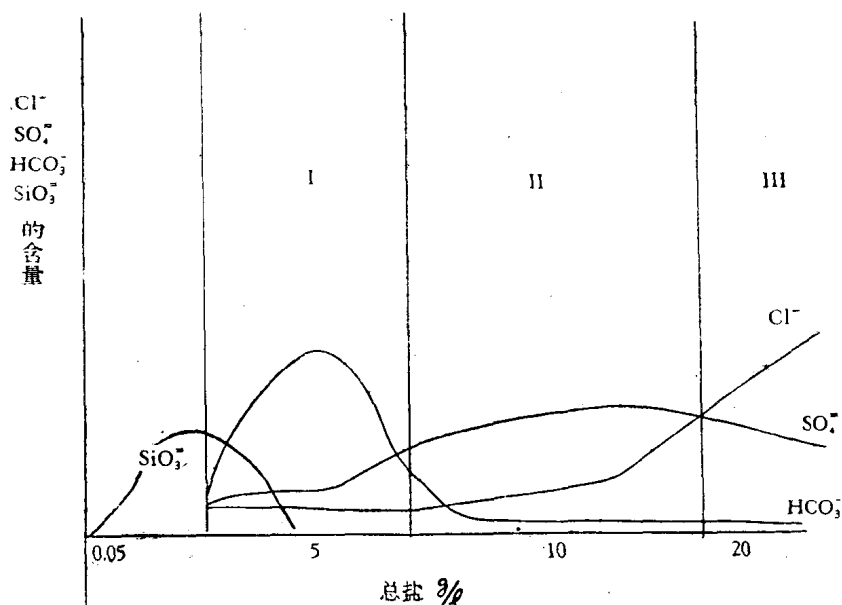
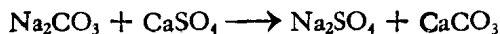


图1 总盐量和 CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- 和 SiO_3^{2-} 的关系

及其他盐分的比例关系； SO_4^{2-} 盐逐渐增加，而 HCO_3^- 反而逐渐降低至某一限度，就逐渐消失，其原因是因为石膏的出现。



由此可得到结论：

1) 要在地下水中有大量的 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 时，其中 SO_4^{2-} 应该要少，否则就不可能。

2) 并不是在地下水中先出现 SO_4^{2-} 盐类，而是先出现 CO_3^{2-} 盐类而后出现硫酸盐的。

集中和整理东北地区有关这方面的材料是我们的工作任务。我认为东北地区应该集中数千井水、河水、泉水和湖水等的分析材料，加以全面分析和研究，看其规律是否和上述规律相符合，这对全面了解中国东北地区的水的动态有巨大意义。由于熊毅、宋达泉、李庆逵三位教授的帮助，使我得到了有关东北地区地下水的大批分析材料，对这些材料我已在莫斯科进行了分析和研究，我没有带那份图，但那份图也得到和上述图中相似的规律性。关于这点在“黑龙江地区土壤的发生学特点”一文中已讲过。

根据东北和华北的资料表明，总盐量在 0.3—1.3 克/每公升中亦有 HCO_3^- 的出现。熊毅教授送给我一份有关华北地区地下水分析材料，我非常感谢。资料表明总盐量 > 5 克/每公升中亦有 HCO_3^- 盐类的存在，但东北地区的总盐量一般在 0.5—5 克/每公升范围内，故本区为苏打盐渍化区。从本地区往西至南，应该是硫酸盐、硫酸盐-氯化物和氯化物盐渍化地区。

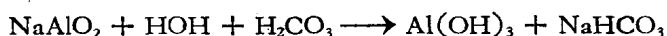
第二个问题是苏打究竟从哪里来的问题。此问题应该先从总的方面来考察盐分的聚积问题。一般盐分聚积方面有两个循环，一为原生的，一般多在大陆性气候分布地区，是由于火成岩风化后而形成的，一为由于古老海洋沉积物及含盐物质经变动后形成的（意即次生的）。在外高加索地区盐分的聚积是原生的，在那里有火成岩的喷出物，如玄武岩等，由于风化和地球化学的过程，就从高地把盐分带至下流，形成盐分的聚积。

第二种盐分积聚方式的例子，可见于伏尔加和中亚细亚地区。这也是我们研究的题目，中国西北盐分的积聚就是第二种盐分聚积方式的例证。此地区地下水中的盐分系从古老地质沉积物的疏松物中来的。在目前中国东部和东南部主要受海水中盐分的影响，在东北区盐分的聚积看来是原生的方式，或者可能大部分为原生的，这个问题还需要向地貌学家、地质学家请教。是否在高地有含盐的岩石，根据地下水分析材料看不出有古老盐渍化的影响。在东北的地质构造中有大面积的花岗岩和玄武岩，而且其水流方向均朝东北中央大平原集中，玄武岩的分布正好对东北地区形成了一个包围，遗憾的是在东北地质图上没有标明火山喷出口。

我们研究两种不同的 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 的聚积方式，需要和 Na^+ 的问题结合起来，但是根据地球地层的化学元素成分的分析， Na^+ 在其中占第六位。 Na^+ 主要以铝硅酸盐和钠长石、钙长石存在，其中钠长石、钙长石占含量 60% 左右，在这些矿物中均无 Na_2CO_3 。在铝硅酸盐的结晶格中有 Na 的存在，由于生物风化、化学风化，或这两个风化过程都促进 Na 溶解而出，这就是通常所谓的水解过程。



在火成岩中含有长石的岩石都产生上述的化合物，如果有碳酸存在时，那么水解作用和风化过程进行得更加强烈更加迅速。上述三个化合物是不稳定的，很迅速和水、碳酸作用而形成新物质，



在新产物中什么东西都有，如水分蒸发后 Al 先析出。

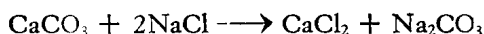
因此含长石的铝硅酸钠可产生下列产物。

有以离子状态存在的硅酸钠、胶硅酸钠，这些化合物经水解作用后便产生各种胶状硅酸， Na_2CO_3 和 NaHCO_3 。

NaAlO_2 亦可先形成 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 和 CO_3^{2-} ， HCO_3^- 。

这些东西只有在原生矿物风化分解后而形成，在中国东北部分就是这种方式形成的 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 。现在可应用下页的图来证明我们的见解。

美国、法国、匈牙利等国的学者认为 CaCO_3 ， MgCO_3 和 NaCl 作用的结果为：



从化学上、地球化学上和土壤改良方面看此反应式，其中 CaCO_3 溶解度很小，故其反应式进行的方向恰与此相反。



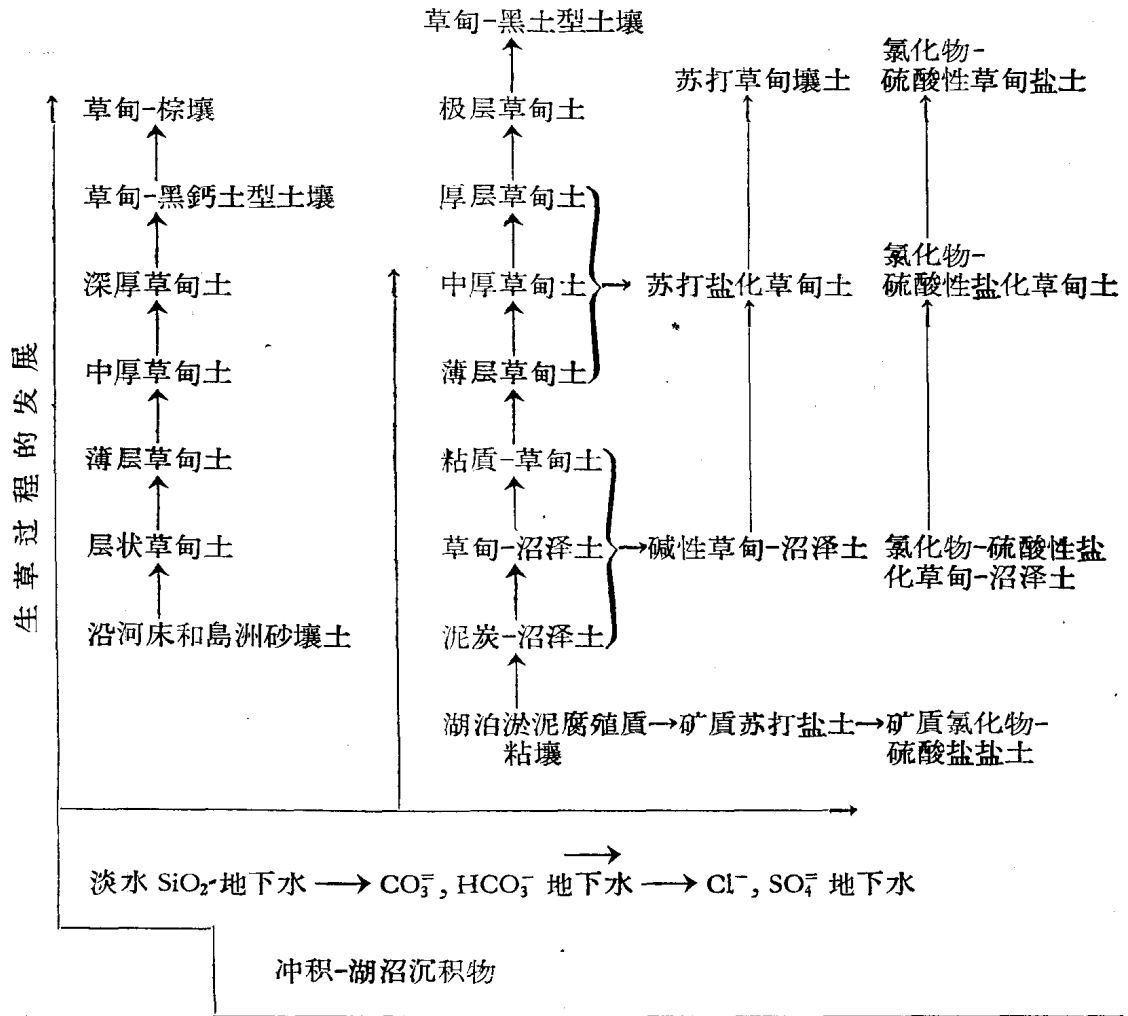
同理，此式中 CaCO_3 的溶解度极小， CaSO_4 的溶解度亦小，总的反应方向应向 CaCO_3 方面进行，正因为如此，我们才能用石膏作为改良碱土的改良剂。

假如东北地区苏打系以此方式形成的，就必须有大量 CaCO_3 的沉积，但是我们没有发现。

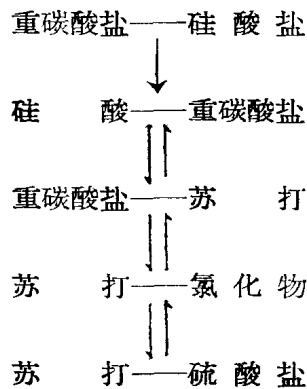
不过完全忽视第二个生成苏打的反应式亦不对，其原因是由于在自然界某些化合物在原地产生后就被水流带至下部。

如果土壤毛细管水上升，水中的 Na_2SO_4 和 CaCO_3 相互作用而生成 CaSO_4 ，故使 Na_2CO_3

黑龙江流域冲积平原土壤的生成关系

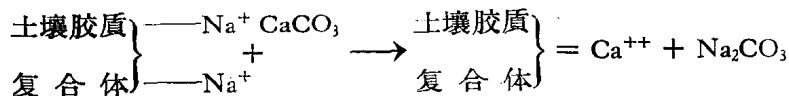


黑龙江沿岸和松花江地下水的地球化学图式



向上层聚积。

第三个生成苏打的反应式为：



由于这种方式生成的苏打，一般在苏打形成的第二种方式中可以看到。

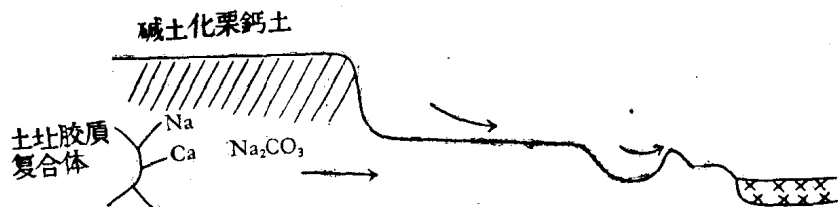
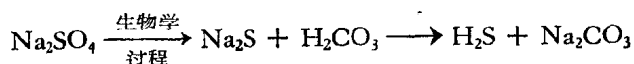


图2 土壤中苏打形成方式图解

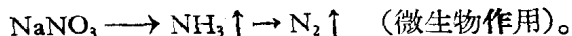
在伏尔加河、顿河都可看到此情况，即由于 Ca^{++} 代换了土壤胶质复合体上的 Na^+ ，而生成 Na_2CO_3 积聚于低地。西伯利亚的苏打形成就是这种方式。在东北我们想找到高地有无碱土，结果未发现，而且东北的碱土一般分布于湖泊低地，故东北苏打的生成不可能以此方式为主。

还原反应形成的苏打：

由于硫酸盐还原而形成 HCO_3^- 的盐类，此作用即所谓的脱硫作用。安提波夫—卡拉塔也夫的文章中谈过此问题，应特别注意此文章。但在很早以前就有人研究过此问题，对此问题的研究系格林卡院士提出的。苏联的沙卡科同志进行了这个问题的研究，并在实验室中做了很多试验，这对西伯利亚苏打的生成有很大意义。埃及许多学者对此亦进行过研究。这种方式形成苏打是有可能的，在石油地质方面亦应用此原理。我的用地球化学方法找石油矿的书中也提到此问题。在有关潜育土的潜育层中很早就发现潜育层 pH 高些。



此系生物学过程，同理亦可以 NaNO_3 中生成 Na_2CO_3 ，此过程亦很广泛。



本过程亦属生物学过程，经过氨化作用生成分子氮而逸出，剩下的 Na^+ 就和土壤溶液中 CO_3^{--} ， HCO_3^- 作用而生 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 。过去很多人只注意前一方式而忽视后一方式，其实后一反应亦非常广泛。为什么脱硝化作用不能形成 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 呢？这是由于在自然界中土壤内有还原过程，但亦有氧化过程，只有在土壤中经常是还原的过程情况下才能形成大量而稳定的苏打。

例如产石油地区和产煤地区就是完全还原条件的，如图3。

因为在石油层上有两层透水很弱的地质层，故氧气无法进入。我们知道石油是有机物氧化后形成的，因此这种氧化作用的进行必须借助于有机化合物中的氧来完成。经过地质年代几十万年之后，形成了很稳定的还原过程，故在石油层下的水中就产生还原过程，生成 H_2S ，经过不透水层，有部分 H_2S 存在于石油地质层中，故在石油井中常发现有

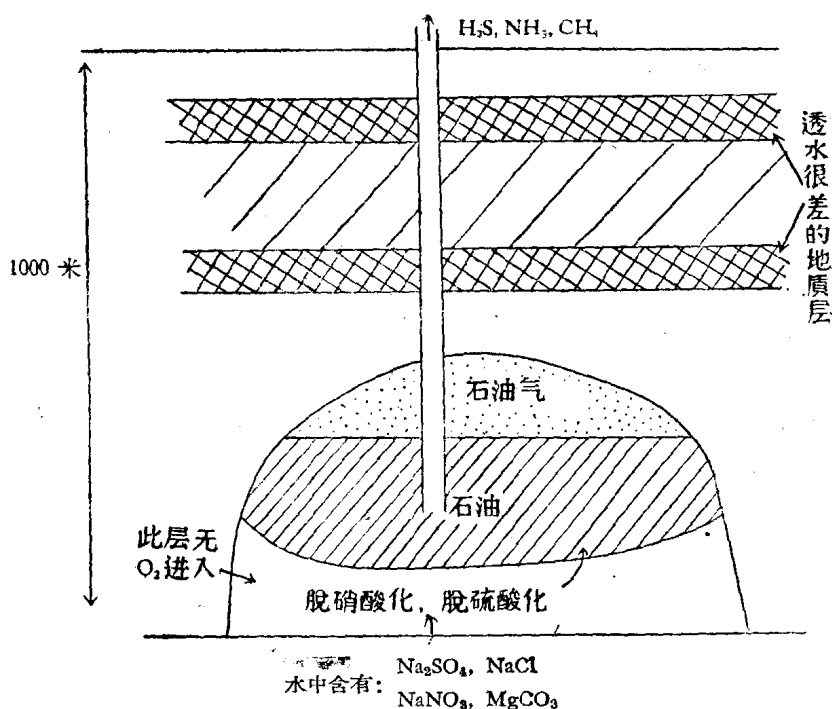


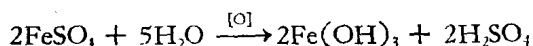
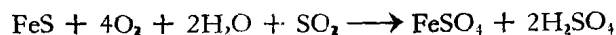
图3 产石油地区在还原条件下形成苏打的图解

H_2S , NH_3 , CH_4 等气体。

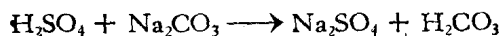
在石油层下剩余的东西为 NaCl , CaCl_2 , MgCO_3 和 Na_2CO_3 , 几乎全部 NaNO_3 和 Na_2SO_4 完全没有了, 为什么会这样彻底呢? 因为这是在长期还原条件下的结果, 经过很长的地质时期这种水流出后, 可以使土壤盐渍化, 同时我们也可根据此规律而找到石油究竟在东北地区有无此现象, 我不能做出肯定的解答, 如有这种情况, 其地下水中应有 NaCl 和 Na_2CO_3 。目前分析材料极少, 并未加以详尽的分析, 只有上述组成的现象, 但仍不能下结论。因此我们要考虑在友谊农场盐土的形成是否与此有关, 值得大家研究。根据去年我和李维洛夫斯基研究的结果无此现象, 但这决不是说这种考虑就可以取消了。

在土壤中是否有象石油层下那样长期的还原过程呢? 肯定的讲, 土壤中还原过程决没有石油层下那样长久, 稳定。就是沼泽土, 在干燥时亦有氧化过程, 土壤的干湿和冰冻亦可促进氧化过程。

当土壤在还原过程中, 经常生成 FeS , 亦可与腐殖质的颜色相混淆, 在冬季冰冻或干时便产生氧化过程。



产生 FeS 的氧化作用如上式, 故这种反应可使土壤 pH 降低至 2—3。在石油井中亦有此现象, 钻孔的钻管受到酸的腐蚀就是这种原因。如有 H_2SO_4 时则如下式:



因此由于氧化还原过程的交替而不能形成 Na_2CO_3 , 相反, 反而使 Na_2CO_3 遭到破坏, 煤矿中亦有此现象, 煤矿下的水很酸。

在土壤中有沒有以上的現象呢？亞美尼亞的蘇打鹽土正是如此。我們正在研究此問題，在那里有玄武岩高地的湖泊。

經 10 年湖泊水位降低后，湖泊下的沉積物露出，當時其 pH 為 8—9，經過兩年后其表層 pH 降至 2—4。這種情況經多年的試驗，在還原情況下 pH 高，而在氧化情況下 pH 就降低了。

因此，土壤中由於還原而產生的 Na_2CO_3 是局部的，一經氧化過程，這種過程就立即停止。

我們對土壤中氧化-還原電位測定的結果，表明草甸土亦有還原過程。

在科學文獻中亦有很多解釋蘇打的生成。

有人認為蘇打的生成，系有機物分解而生成的。格林卡 and 美國的赫爾格特提出此理論，如有機物質中含有蘋果酸鈉、酒石酸鈉、醋酸鈉等。向日葵燒燬后亦生成 K_2CO_3 ，在中亞細亞的龜裂土中的藍藻，從其中可得到鹼。在鹽蒿中亦有鹽分，美國研究土壤溶液的學者沙美魯研究植物體中亦有鹽分；中亞細亞的研究認為，由於植物的吸收而積聚了鹽分。

在一塊石膏上有植物殘體，則能產生有機酸類的鈉鹽，使石膏分解而生成 Na_2CO_3 ，這個現象是否和東北鹽土的生成有關，有待研究，因而應研究東北植物的灰分。可能東北的某種植物中有鹽分，故此問題亦宜進一步研究。

索爾維（Solvay）法制 Na_2CO_3 在工業上有用，是否在土壤中亦有此情況（即 $2\text{NaCl} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3 + 2\text{HCl}$ ）宜再研究。

最近在蘇聯的文獻中認為龜裂土的鹽化和藻類有關，在東北無龜裂土，且無此藻類，故由此而引起的蘇打的生成就不成立。

去年和今年研究地下水的結果，發現其中含有穩定的 SiO_2 ，故這個地區的蘇打的生成是由於硅酸化合物生成的。在黑龍江、松花江的水中有游離狀的 SiO_2 10—20 毫克/公升，在土壤水中亦有 25—40 毫克/公升，同時我們發現 CO_3^{2-} ， HCO_3^- ，還有 Al，地下水中無 SO_4^{2-} ，故我們認為東北地區的蘇打是原生方式生成的，其結果如圖 5。

此斷面中的結果系 60 個地下水及湖水的分析材料。

由圖中可以根据地貌上的特征划分为几个区：

- 1) 安達低地區，
- 2) 階地區（東北較主要的平原和階地），
- 3) 五大蓮池火山區。

由於地貌關係，水可依此方向向下部移動，地下水、土壤水、地表水及湖水均可依此方向而移動。我們可從圖上的數據得到某些規律性。

總鹽量愈向下部愈多，這種情況的形成，最重要的是在第四紀初期就开始了，很早安達地區系一湖地，此時已有了鹽分的積聚。

HCO_3^- 代表的鹼度中存 SiO_2 。

由圖中可知總鹼度系 SiO_2 造成的，由於地下水的蒸發，向下逐漸減少， HCO_3^- 却與此

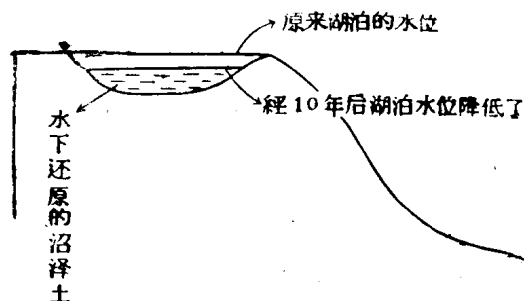


圖 4 亞美尼亞蘇打鹽土形成條件

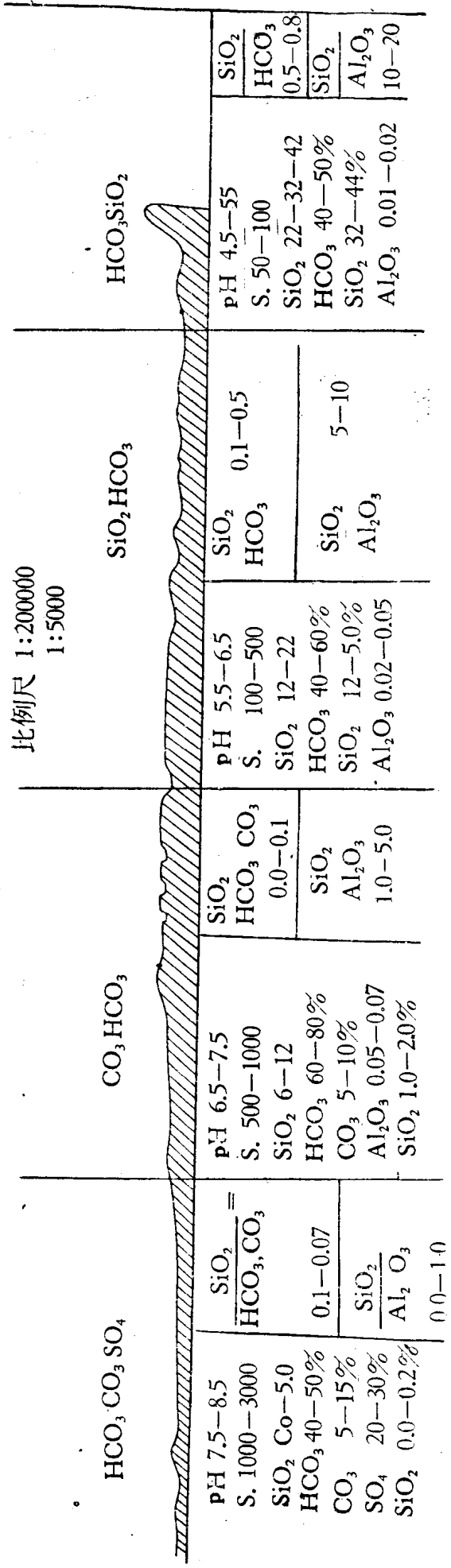


图5 黑龙江和松花江流域土壤地下水矿化形成的地球化学带

相反,向下反而有所增加, Al_2O_3 向下亦减少。

这些结果就表明了我們上述的理論,大家都知道在苏联和中国的土壤中都有 SiO_2 的存在。

正因为土壤地球化学的規律性,使我們分出下列四个区:

1) 山地 HCO_3^- , SiO_3^- 区,

2) SiO_3^- , HCO_3^- 区,

3) CO_3^- , HCO_3^- 区,

4) HCO_3^- , CO_3^- , SO_3^- 区。

在地球化学过程中亦有其他物质的沉积。从明水起就有 CaCO_3 的沉积,到处还有 Al , SiO_2 的沉积,即有鋁英石。

*

*

*

前面已讲过苏打盐渍化是否一定要有火山,和东北地区是否除火山外还有其他原因使东北土壤盐渍化,我們回答是不必要,但有火山时可增加和加速这个地区的盐渍化过程。如无火山,则需要有鋁硅酸鈉鉀的岩石,其中要有 Na^+ , K^+ 才行。在紅壤中这种产物很快地流失了,如风化沉积岩亦可产生 Na_2SiO_3 ,故成为苏打盐土形成的原因之一。

假如新噴出的矿石如霞石化正长石,其中含有硅酸盐,而且硅酸盐极为活动,且易溶出,在火山噴发的水气中含有大量 CO_2 ,等岩浆凝固后仍保留下来。这些水中含有大量的硅酸化合物,故一般盐渍化地区,如有火山則对此区的盐渍化加强。这些系野外工作的推測,我們并不认为是最后的科学結論,以后我們要找根据。

我們做了个試驗,用各种大小顆粒的花崗岩做出的水浸液加以研究,李維洛夫斯基教授认为此理論来解释东北的盐渍化是很好的,但仍請各位批評指教。

关于黑龙江、松花江流域土壤中的鉄化問題:

所謂鉄化是指在土壤水、地下水中产生可溶性鉄的化合物的运动、变化和凝聚。

本区为季风气候区,故鉄的化合物有上下移动和凝聚。

这种过程在中国南部的砖紅壤中有鉄的固定,但在东北地区未看到类似南方砖紅壤那种鉄的凝聚現象。在两年的調查工作的过程中,我們看到棕色森林土次生的鉄的化合物的移动,它和 SiO_2 一块移动,在棕色森林土中有紅棕色。棕色森林土在較好的氧化过程中进行,它主要分布于冲积母質的砂礫层和花崗岩上,故其排水較好;不过在很高的山上均有潛育化过程,而且很广泛,由于透气性变坏,季风气候的影响就产生了 Fe^{++} , Mn^{++} ,而成为 $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$ 。地球化学資料証明认为 Fe 和 Mn 均以上述形式而活动。

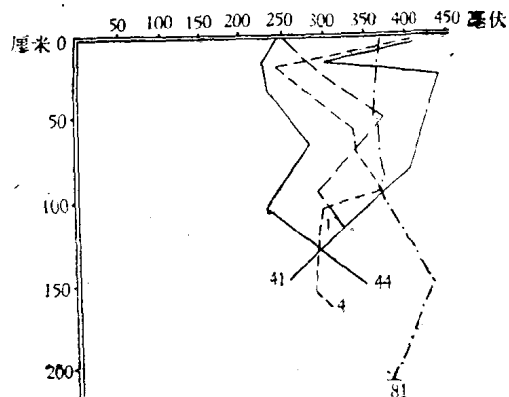


图6 黑龙江-澤雅河分水岭土壤中氧化还原电位

——剖面 41 草甸棕色森林土 57年4月30日測
---剖面 1 草甸棕色森林土 57年8月5日測
...剖面 81 棕色灰化土 57年7月1日測
— · —剖面 44 草甸-沼澤土 57年7月4日測
---剖面 4 泥炭-沼澤土 57年7月11日測

草甸棕色森林土的氧化还原电位大于草甸土,如剖面 41 的氧化还原电位为 300~450 毫伏,剖面 44 的氧化还原电位为 200~350 毫伏。

根据黑龙江-泽雅河分水岭地区的定位站研究,知该区主要土壤的氧化还原电位差异情形,如图 6。又测得草甸棕色森林土土壤溶液及地下水成分,见表 1。

表 1 粘質草甸-棕色森林土土壤溶液及地下水的成分
(比洛維熱 剖面 41)

取样深度 (厘米)	CO ₂		HCO ₃		Cl		Ca		Mg		FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	pH	温度 °
	毫克/升	毫克当量	毫克/升	毫克当量	毫克/升	毫克当量	毫克/升	毫克当量	毫克/升	毫克当量	毫克/升	毫克/升	毫克/升		
0—5	无	无	93.5	1.53	43.26	1.22	44.80	2.24	11.67	0.96	21.3	2.3	19.67	6.71	34.35
6—11	无	无	16.2	0.26	22.66	0.63	19.20	0.96	3.89	0.32	6.2	1.0	17.51	6.47	34.35
15—28	无	无	20.3	0.33	22.66	0.63	19.20	0.96	3.89	0.32	2.0	0.5	19.89	6.42	29.80
35—55	无	无	12.2	0.20	18.54	0.52	9.60	0.48	1.95	0.16	痕迹	0.4	20.20	6.68	24.64
70—90	无	无	12.2	0.20	52.83	1.48	19.20	0.96	3.89	0.32	1.0	0.3	17.36	6.55	29.76
130—150	无	无	24.4	0.40	115.36	3.25	35.20	1.76	1.95	0.16	痕迹	0.3	25.65	7.05	26.73

地 下 水 的 成 分															
烏拉河	无	无	41.4	0.67	6.18	0.17	7.60	0.38	2.43	0.20	无	0.10	19.67	7.14	
6 米	无	无	21.9	0.35	55.62	1.56	30.80	1.54	11.55	0.95	无	痕迹	20.00	7.02	
22 米	无	无	36.6	0.60	9.88	0.28	9.60	0.48	1.22	0.10	无	痕迹	21.91	7.24	

在黑龙江流域有潜育化和沼泽化的土壤中常见到游离 Fe, 还原过程和氧化过程共同存在时,酸度大,最易产生游离铁,在黑龙江可常见到此情况。如图 7。

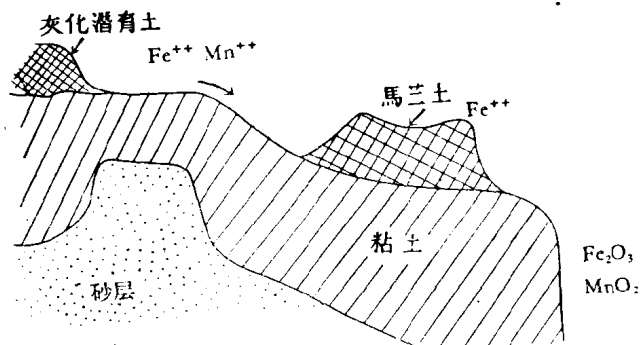


图 7 黑龙江流域潜育土铁质移动情况

馬兰土是分水岭上的沼泽土的一种,其 pH 很低,且使 Fe⁺⁺⁺ 还原为 Fe⁺⁺。

在本地区都有临时不透水层。冻层上的水均为还原性的,由于不透水层,使土壤水产生侧流,即形成溶有 Mn⁺⁺、Fe⁺⁺ 的侧流,如遇到氧化好的情况时即聚积,此系侧流的聚积。侧流中溶解的 Fe⁺⁺、Mn⁺⁺ 遇到外部的 O₂ 则形成 Fe⁺⁺⁺,故在坡的下半部就产生 Fe, Mn 的聚积物。如遇到石块其上有一层薄膜,在此情况下形成棕色森林土。但此 Fe⁺⁺⁺ 亦可由他处而来。

如果铁不是由于地球化学过程而产生的,而是由于过去老红壤生成的,则本区的长石应该全部消失,但本区土壤中仍有长石的存在。

因而这点决不能证明本区是有过红壤化过程的证据。

这种有红色的土壤可叫做带有红色的棕色森林土。

这种紅棕色鉄膜不单在石砾上,而且形成了鉄盘。在20—30厘米处,最次生的鉄盘的形成需时更久,这和次生的溶有 Fe^{++} 的側流有关,亦和上升毛细水有关。如图8。

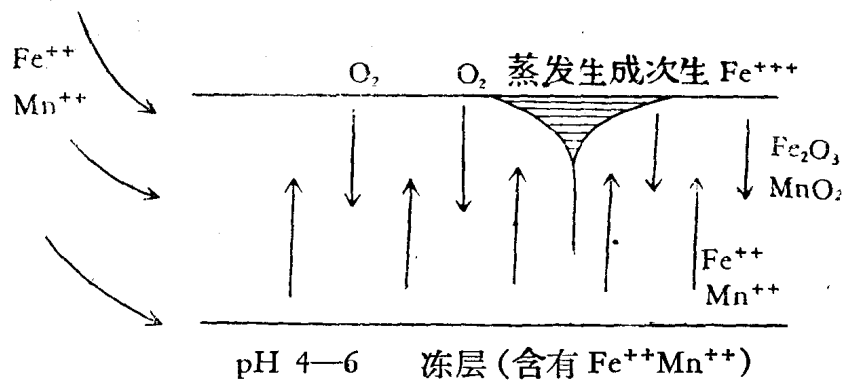


图8 棕色森林土中紅棕色鉄膜形成的图解

冻层上有水流,其氧化还原电位为100—200毫伏,則产生 Fe^{++} , Mn^{++} ,并且高地的 Fe^{++} , Mn^{++} 亦流于此,故当土壤蒸发和植物蒸騰时, Fe^{++} 向上升至土表,至地表后,因土壤中的氧(O_2),使 $\text{Fe}^{++} \rightarrow \text{Fe}^{+++}$, $\text{Mn}^{++} \rightarrow \text{Mn}^{+++}$ 。由于此过程往返进行,土壤中次生鉄的含量就大,而生成大量鉄子。根据土壤的分析的结果,尚有 SiO_2 , Al_2O_3 等化合物,显微镜观察尚有蛋白石。上层 Fe^{+++} 多于下层,与盐分的分布一致。

这种鉄子的分析,在分类学上是很重要的根据。如鉄子很多,就証明这种土壤是水成的。东北地区的土壤如草甸土、黑鈣土型土壤等都有鉄子,这就証明了这类土壤現在或过去仍进行着草甸化过程。

东北地区土壤中的紅色亦可能与此有关。

黑龙江的第三紀砂层及德国的冰磧物一样,其地下水很深,达20—30米,砂粒上有很多鉄锈斑紋,此可用图9解释之。

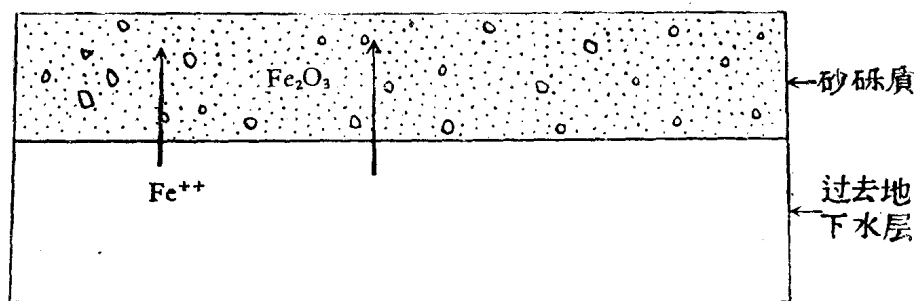


图9 黑龙江流域第三紀砂层鉄锈斑紋形成图解

在过去地下水层水面有 Fe^{++} ,而上部生成有 Fe^{+++} ,后来水位发生变化,地下水面下降,而使 O_2 进入砂砾层,使 Fe^{++} 变成 Fe_2O_3 ,这种土壤就是棕色森林土的紅色的来源。我并不坚持这种意見,但这是很可能的。

由于地势情况,使 Fe^{++} 聚积下来,如白浆土中过分潮湿,而使原生矿物析出还原成为 Fe^{++} ,这种 Fe^{++} 由于不透水和地面平坦而不易流失,故还原性 Fe^{++} 留于原地,其后遇 O_2 的进入,就在原地形成 Fe_2O_3 ,由小变大,而成鉄子。因为白浆土的鉄的化学全量仍无变化,

經過白漿化过程使 Fe 大量聚积,土层中的鉄便減少了而成为鉄子。証明这种推想应用酸浸液,浸提土壤。可用二种处理来进行分析:即有鉄子的与无鉄子的土壤以及分析鉄子的全量,研究鉄子与土壤的关系。

如 Fe 未遭流失仍在原地,其結果无变化,如有淋溶情况,則分析結果是另一个結果。

如 Fe 系自地下水面来的,其分析結果应为另一种情况。

几个土类鉄子的分布如图10所示:

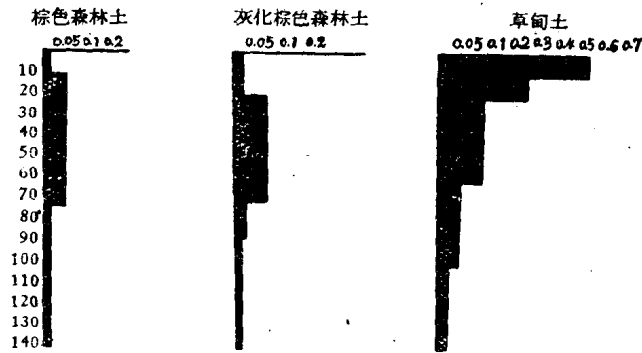


图 10 黑龙江沿岸土壤中鉄子的含量

二. 第二部分: 土壤改良、排水及施肥

1. 苏打盐土的改良

对苏打盐土的改良,不仅要采用一般改良盐土的方法,如排水洗盐等,而且是要采取施用化学改良剂及其他机械改良方法,改良其土壤物理性質。苏打盐土盐漬化过程很不同,故采用的方法亦有所不同。茲将苏打盐漬化土壤改良方法列表如下(見表 2):

表 2 苏打鹽漬化土壤的改良(初步方案)

苏打盐漬化土壤的类型	耕层盐分 (%)	耕 层 HCO ₃ (%)	地下水 盐 分 (克/升)	利用次序	改 良 措 施					
					作細沟或深 耕	厩 肥 或 堆 肥 30—40 吨/公頃	石 膏 吨/公頃	害土施肥	种水稻洗 盐	排水沟网
草 甸 土	0.1—	0.06	0.5—	I	—	需 要	—	良 好	—	—
弱盐化的	0.2—	0.1	0.5—	II	1 次	需 要	5—10	3—5厘米	1 年	排水网
盐渍化的	0.5—	0.3	1—3	III	2—3 次	需 要	10—20	5—7厘米	1—2 年	排水网
强盐化的	0.7—1	0.5	2—4	IV (作放牧地用)	若干次	需 要	30—40	10 厘米	2—3 年	深 沟
盐 土	2—3	1—2	5	蓄水池	—	—	—	—	—	—
矿质盐土	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

矿化盐土宜做蓄洪,盐土可做放牧用,盐土要施用每公頃 30 吨石膏,且要排水,并且收效极慢。根据碱度可将草甸盐土分为三种:即輕度盐化草甸土,可施用肥料,即可用种水稻的方法改良盐土,因为水稻需水很多,达 20,000—30,000 立方米,故可洗除盐分。各种盐化草甸土均需要氮肥和厩肥。利用搬土、換土亦可改良此土。中度、強度盐化草甸土要种耐盐最強的植物 1—2 年。由于苏打盐土下层不透水,故宜用流水洗盐。

在高加索,将中度、強度盐化草甸土掘成大沟,其中換入草甸土和黑土型土壤,再施厩肥,其結果甚好。

該地的盐土总盐量达 1—3%。

很遺憾我沒有到郭前旗試驗站去；去看你們的改良試驗。这个报告中可能有很多錯誤之处，請陈恩凤先生批評。

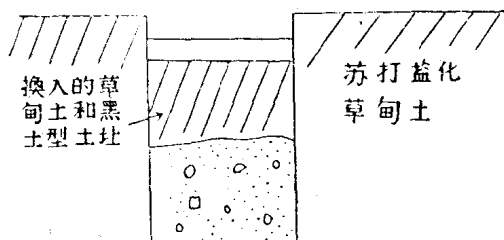


图 11 苏打盐化草甸土改良方法

2. 排水,防止土壤过湿

排水問題我不讲了,請同志們參看附表 3。

表 3 防止土壤过湿的措施

- (1) 确定农地利用的方向:
 - 1) 淹水草甸-冲积土,泥炭化草甸土,盐渍化土壤和盐土;宜作放牧地和刈草場;
 - 2) 草甸-沼泽土,沼泽-草甸土,草甸-潜育土,湿润草甸土(地下水位在 2 米以上);宜栽培灌溉水稻;
 - 3) 厚层草甸土,草甸黑土型土壤,阶地上的棕色森林土,草甸-棕色土;宜种旱作(小麦、大豆、玉米、甜菜、高粱等);
 - 4) 古老分水岭上砂质棕色森林土,未发育的石质棕色土;宜作林地。
- (2) 减少从河流来的过剩水流和临时性水流:
 - 1) 为保护第一泛滥地上阶地的土壤,宜在河岸上筑坝;
 - 2) 为了保护坡积山麓地,可在高地开截水渠道;
 - 3) 疏浚小河及其河床的清理。
- (3) 在分水岭、阶地、森林内的沼泽地(馬兰土)和低洼地地表沼泽化类型下过剩水流的调节:
 - 1) 順最大坡度来划分农地、田地和道路;
 - 2) 田間縱行耕作;
 - 3) 等高栽培;
 - 4) 播种的积水沟,开小型临时田間排水沟(40 厘米);
 - 5) 永久性小型集水細沟(50—60 厘米);
 - 6) 下层为砂质的土壤开凿吸水井;
 - 7) 在排水渠网附近加强路边沟;
 - 8) 在犁底层由定期每 3—5 年一次向永久排水沟方向作洞(?);
 - 9) 建立小型池塘水庫网,以供內流平原局部排水之用。
- (4) 表层和犁底层間水分的再分配:
 - 1) 用无犁壁的深耕器加强松土;
 - 2) 用带深耕鏟的犁进行翻种;
 - 3) 进行以土壤改良为目的的深翻耕。
- (5) 增土过量土增水在蒸騰和蒸发中的消耗量:
 - 1) 在田界上、道路两侧、庄园周围,田野附近,建立連續和島狀的森林、果树、灌木网;
 - 2) 在輪作中栽培牧草(苜蓿、三叶草、混合牧草);
 - 3) 在輪作中栽培能产生大量有机质的高茎作物(玉米、高粱)。

(6) 調節地下水沼泽化中的过量水流(谷地、內流洼地、植物丛生的池塘):

- 1) 在谷地、洼地和长草池塘內建立大型深集水泵(1.5—2.0米);
- 2) 向集水渠方向建立系統的排水渠网(每隔 200—400米);
- 3) 在集水干渠迴水处建立抽水站。

3. 施 肥

关于肥料方面,因为我不是农化专家,同时你們所內进行了許多农化方面的田間試驗,故仍請这方面多批評。現將比罗比疆試驗站的肥料試驗結果及在莫斯科苏联科学院土壤研究所进行的盆鉢試驗結果,列于下表和图(表4, 5; 图 12, 13),以供参考。

表 4 玉米肥料試驗(比罗比疆地区試驗站)

試 驗	綠色物質量		子 实 量		干子实量		增 产 %	
	公担/公頃	比对照%	公担/公頃	比对照%	公担/公頃	比对照%	总 产 量	比对照%
对 照	110.5	100.0	33.6	100.0	16.8	100.0	12.4	100.0
NPK-50 局部施肥	183.5	166.1	43.5	129.5	28.3	168.4	50.9	410.5
NPK-45 全 施 肥	178.4	161.4	33.8	100.6	21.6	128.6	43.3	349.2
过磷酸鈣—3吨 腐 殖 質—5吨	187.3	169.5	44.8	133.3	29.1	173.2	63.0	508.1
过磷酸鈣—3吨 氮 肥—1吨 腐 殖 質—5吨	230.5	208.6	65.5	194.9	42.5	252.9	56.7	457.2

表 5 春小麥施肥試驗(比罗比疆地区試驗站)

試 驗	产量 (公担/公頃)	增 产 %
对 照	11.0	100.0
施石灰 2.5 吨/公頃	14.0	134.5
施 肥 20 吨/公頃	17.2	156.4
NPK-45	22.4	203.6
施石灰 2.5 吨/公頃 NPK-45	24.6	223.6

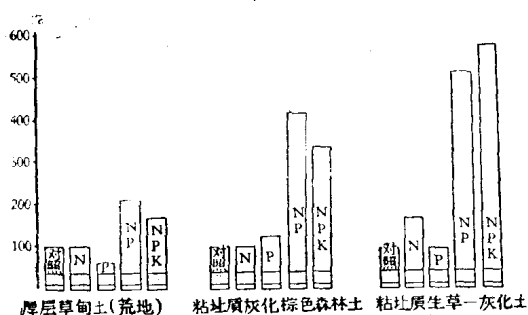


图 12 0—20 厘米土壤內施肥可能有效性
籽实量同对照的%

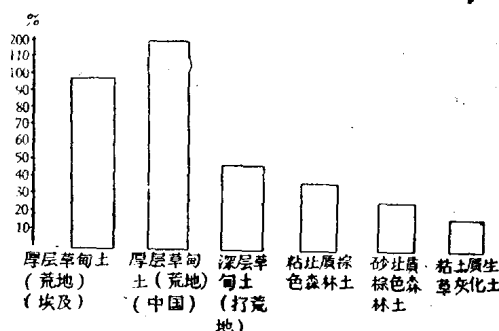


图 13 土壤自然肥力的相对水平
根据盆鉢試驗材料(0—20 厘米)

由图表中可知 NP 肥料在本区效果甚佳,故不单建立氮肥工厂,磷肥工厂的建立亦属必要。

[吳 鈞譯,邱凤琼、巴達辰、乔 樵记录及整理]