

**UNIVERSIDAD de NARIÑO**

**IICA — OEA**

02 JUL 1985

**Serie "Informes de Conferencias, Cursos y Reuniones"**

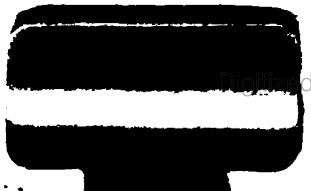
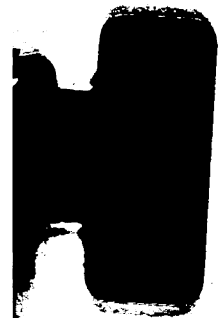
**Nº 82**



**Panel sobre  
Suelos Volcánicos  
de AMERICA**

**18 a 24 de Junio - 1972**

**PASTO - COLOMBIA, SA**

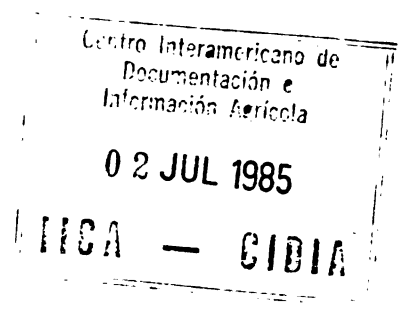






**II PANEL SOBRE SUELOS VOLCANICOS DE AMERICA**

**II PANEL ON VOLCANIC SOILS OF AMERICA**



**Patrocinado por**

**Sponsored by**

**Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la O. E. A.**

**y**

**Facultad de Ciencias Agrícolas**

**Universidad de Nariño**

**Junio 18 - 24, 1972**

**June 18 - 24, 1972**

**Pasto, Colombia**

~~003774~~

00000049

## **II · PANEL SOBRE SUELOS VOLCANICOS DE AMERICA**

**Este Panel sobre Suelos Volcánicos de América tuvo lugar del 18 al 24 de Junio de 1972 en la Aula Magna de la Facultad de Ciencias Agrícolas de la Universidad de Nariño, Pasto Colombia.**

**Su realización fue posible gracias a la cooperación financiera del INSTITUTO INTERAMERICANO DE CIENCIAS AGRICOLAS y de la UNIVERSIDAD DE NARIÑO. La publicación del presente volumen fue financiada por COLCIENCIAS.**

### **Coordinadores del Panel**

**Mario Blasco L. IICA-CTEI**

**Elemer Bornemisza S. IICA/Zona Andina**

**Joaquín Gamboa J. FACIA/Universidad de Nariño**

**Ricardo Guerrero R. FACIA/Universidad de Nariño**

### **Encargados de la edición**

**Mario Blasco L., I. A., Ph. D.**

**Ricardo Guerrero R., I.A., M. Sc.**





# CONTENIDO:

	Pág.
<b>PARTICIPANTES</b>	5
<b>OBSERVADORES</b>	7
<b>PROGRAMA</b>	11
<b>GRUPO DE TRABAJO I. QUIMICA Y BIOQUIMICA DE SUELOS</b>	
<b>WORK GROUP I. SOIL CHEMISTRY AND BIOCHEMISTRY</b>	17
Variaciones estacionales de elementos nutritivos en suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica.	
H. W. Fassbender	19
Some exchange adsorption and fixation properties of amorphous volcanic ash soils of Hawaii	
Y. Kanehiro and D. T. Mikami	39
Estado y fijación del fósforo en suelos volcánicos del sur de Colombia.	
Ricardo Guerrero Riascos, Jaime Burbano H. y Teófilo Cabrera	59
Method of determining amorphous material for characterizing andosols. Kanji Kawai	83
Preliminary observations on the distribution of trace elements in four andosols from the Cauca Region of Colombia.	
David A. Jenkins	93
Contribución al estudio de las propiedades y de la naturaleza de los suelos con alofana de las Antillas y la América Latina. F. Colmet-Daage; M. Gautheyrou y C. de Kimpe	97
Contenido y metabolismo del azufre en suelos volcánicos de Centro América. Mario Blasco Lamenza	107
<b>GRUPO DE TRABAJO II. GENESIS Y CLASIFICACION DE SUELOS</b>	
<b>WORK GROUP II. SOIL GENESIS AND CLASSIFICATION</b>	125

<b>The differentiation of the cambic horizon of andepts from spodic horizon. Klaus W. Flach</b>	127
<b>Climosecuencia de suelos derivados de cenizas volcánicas en la cordillera central de Colombia.</b>	
<b>D. P. Franzmeier y A. Cortez</b>	139
<b>Los suelos desarrollados sobre materiales de origen volcánico de la Argentina. P. H. Etchevehere</b>	153
<b>Condiciones de formación y evolución de los suelos de Tenerife. Angel Hoyos de Castro</b>	159
<b>Soils from Mazama volcanic ejecta in Oregon, USA.</b>	
<b>Ellis G. Knox</b>	183
<b>Clasificación numérica de algunos suelos Costarricenses derivados de cenizas volcánicas. Juan B. Castillo</b>	193
<b>Microfabric characteristics and pedogenesis of a Colombian andosol climosequense.</b>	
<b>F. G. Calhoun and V. W. Carlisle</b>	209
<b>Geología y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la región Pacífica de Nicaragua. Eduardo J. Marín Castillo</b>	225
<b>GRUPO DE TRABAJO III. MINERALOGIA DE SUELOS</b>	
<b>WORK GROUP III. SOIL MINERALOGY</b>	247
<b>Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. Eduardo Besoain M.</b>	249
<b>Caracterización físico-química de algunos suelos volcánicos del Departamento del Cauca. Carlos Luna Zambrano</b>	279
<b>Characterization and determination of "amorphous" clay constituents in volcanic ash soils. Koji Wada</b>	295
<b>Mineralogía de los suelos del volcán Xinantecatl, Estado de México. L. Hayama T. y Nicolás Aguilera H.</b>	309

<b>GRUPO DE TRABAJO IV. FERTILIDAD DE SUELOS</b>	
<b>WORK GROUP IV. SOIL FERTILITY</b>	.. .. . 349
 Fertilización del maíz en suelos negros derivados de cenizas volcánicas de la Penillanura central de Antioquia Colombia. Manuel Rodríguez J. y Luis Alfredo León S.	.. .. . 351
 Evaluación de las condiciones de fertilidad de los suelos volcánicos en zonas de Arequipa y Ayacucho, en el Perú. Manuel Arca Bielick	.. .. . 365
 Variabilidad de los niveles nutricionales y fertilidad de los suelos Andinos de Nariño - Colombia. Joaquín Gamboa J.	.. .. . 401
 Algunas aplicaciones del diagrama de fertilidad a suelos y plantas en Chile. Gotardo Schenkel	.. .. . 421
 <b>GRUPO DE TRABAJO V. FISICA DE SUELOS</b>	
<b>WORK GROUP V. SOIL PHYSICS</b>	.. .. . 437
 Influence of drying on moisture characteristics of some volcanic ash derived soils. A Muller and R. M. Schelhaas	.. .. . 439
 Proposed technique to avoid the effect of air-drying on the water retention of soils derived from volcanic ash. Warren M. Forsythe	.. .. . 481
 <b>RECOMENDACIONES</b>	
<b>RECOMMENDATIONS</b>	.. .. . 497



## **PARTICIPANTES**

## **PARTICIPANTS**

- AGUILERA, Nicolás. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. MEXICO.
- ARCA, Manuel. Universidad Nacional Agraria La Molina. Lima, PERU.
- EESOAIN, Eduardo. Departamento de Agrológica, Ministerio de Agricultura. Santiago, CHILE.
- BLASCO, Mario. Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, COSTA RICA.
- CALHOUN, Frank G. Soil Science Department, University of Florida. Gainesville, Fla., USA.
- CASTILLO, Juan B. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad de los Andes. Mérida, VENEZUELA.
- COLMET-DAAGE, F. Oficina de Investigación Científica y Técnica de Ultramar. Guadalupe, Antillas Francesas, FRANCIA.
- CORTES, Abdón. Centro Interamericano de Fotointerpretación. Bogotá, COLOMBIA.
- ETCHEVEHERE, Pedro. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. ARGENTINA.
- FASSBENDER, Hans W. Instituto de Suelos y Nutrición Forestal, Universidad de Gotinga. ALEMANIA FEDERAL.
- FLACH, Klaus W. Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture. Riverside, California, USA.
- FORSYTHE, Warren M. Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, COSTA RICA.
- GAMBOA, Joaquín. Facultad de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño. Pasto, COLOMBIA.
- GAUTHEYROU, Jacques. Oficina de Investigación Científica y Técnica de Ultramar. Guadalupe, Antillas Francesas. FRANCIA.
- GUERRERO, Ricardo. Facultad de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño. Pasto, COLOMBIA.
- HOYOS, Angel. Instituto de Edafología y Biología Vegetal, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, ESPAÑA.
- KANEHIRO, Yoshinori. Department of Agronomy and Soil Science, College of Tropical Agriculture, University of Hawaii. Honolulu, USA.
- KAWAI, Kinjo. Departamento de Suelos y Fertilizantes, Instituto Nacional de Ciencias Agrícolas. Nishigahara, Kita-Ku, Tokio, JAPON.
- KNOX, Ellis G. Department of Soils, Oregon State University. Corvallis, Oregon, USA.
- LEON, Luis A. Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias, Instituto Colombiano Agropecuario. Palmira, COLOMBIA.
- LUNA, Carlos. Departamento Agrológico, Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá, COLOMBIA.
- MARIN, Eduardo. Departamento de Suelos y Dasonomía, Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, NICARAGUA.
- MULLER, Albertus. Royal Tropical Institute. Amsterdam, HOLLAND.
- SCHENKEL, G. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Estación Experimental de Carillanca. Temuco, CHILE.
- WADA, Koji. Facultad de Agricultura, Universidad de Kyushu. Fukuoka, JAPON.









del VALLE, Jorge I.	Universidad Nacional, Medellín.
VASQUEZ G., Jorge	Universidad del Tolima, Ibagué.
ARELLANO O., Hernán	Monómeros Colombo-Venezolanos S. A., Pasto.
ARREDONDO C., Orlando	Banganadero, Bogotá.
CASTRO L., Eduardo	Instituto de Asuntos Nucleares, Bogotá.
von CHRISTEN, Heino	Misión Forestal Alemana, Bogotá.
GARZON P., Alberto	Monómeros Colombo-Venezolanos S. A., Pasto.
OSPINO E., Hernando	BANADELMA, Santa Marta.
SILVA P., Francisco	Laboratorio de Química Analítica, Medellín.
BURBANO, Jaime	Pasto.
BASTIDAS, Oscar G.	Pasto.
ERASO N., Pedro	Pasto.
GONZALEZ, María G.	Pasto.

**Profesores de la Facultad de Ciencias Agrícolas,  
Universidad de Nariño.**

ARIAS, H. Antonio  
 BENAVIDES, G. Víctor Homero  
 CORTES de la Espriella, Francisco  
 ORTEGA, E. Jorge E.  
 MONTENEGRO, G. Víctor  
 CASTRO, P. Jorge

**Estudiantes Facultad de Ciencias Agrícolas, U. de Nariño.**

INSUASTY, S. Alirio	FUENTES, T. Felipe
DAVILA, M. Alvaro	TORRES, D. Carlos
AGREDA, J. Leonardo	QUIROZ, B. Rosa Elvira
ERASO, G. Hugo A.	MELO, M. Marco A.
GUDIÑO, V. Rubén	HIDALGO, A. Ruth
HERNANDEZ, G. Alfredo	CHALAPUD, V. Juan Ramón
CUELLAR, C. Gabriel	de AGUILAR, Bertha Helena
de PALACIOS, María Eugenia	MORALES, M. Jaime H.
VALENCIA, R. Guido	ORDOÑEZ, M. Rodrigo
MONTENEGRO, H. Raúl	BURBANO, O. Edgar
ORDOÑEZ, C. Eider F.	ARTEAGA, M. Carlos
AGREDO, H. Víctor	ARTEAGA, O. Luis Ignacio
MAFLA, B. Alfonso	DAVILA, C. Carlos G.
VIVEROS, Z. Miguel A.	GUERRERO, M. Jaime
ORTIZ, L. Federmán	DULCEY, M. Gerardo
ORTIZ, M. Luis Arnaldo	MORA, P. Luis R.
BEDOYA, Darío	ESTUPIÑAN, Ignacio
MESIAS, L. José Ignacio	JARAMILLO, B. Jorge
DELGADO, C. César	SALAS, E. Luis Eduardo
PABON, E. Luis Eduardo	TROYA, R. Lola F.
DIAZ, M. Alfonso M.	HURTADO, M. Ciro



**PROGRAMA**

<b>Día Day</b>	<b>Hora Hour</b>	<b>Actividad Activity</b>
<b>Lunes Monday 19</b>	11:30	Bienvenida a los participantes en el Aeropuerto Antonio Nariño de la ciudad de Pasto Welcoming of participants at the Antonio Nariño Airport of the city of Pasto
<b>Junio June</b>	12:30	Transporte del aeropuerto al hotel Transportation from airport to hotel <u>Transporte del hotel a la Facultad de Ciencias Agrícolas</u>
	15:00	(FACIA) de la Universidad de Nariño Transportation from hotel to the Faculty of Agricultural Sciences (FACIA) of the University of Nariño Bienvenida oficial e instalación del Panel
	15:30	Official welcome and Panel instalation a. Fernando Suárez de Castro Director Regional, IICA - Zona Andina b. Bernardo Martínez S. Decano (Dean) de FACIA c. Luis Eduardo Mora Osejo Rector, Universidad de Nariño
	16:00	Mario Blasco L. Informe de actividades para el período Julio 1969 - Junio 1972 Report of activities for the period July 1969 - June 1972
	16:30	Visita a la FACIA Visit to FACIA
	18:00	Transporte al hotel Transportation to hotel
	20:15	Coctel ofrecido por la Universidad de Nariño Cocktail offered by the University of Nariño
<b>Martes Tuesday 20</b>		<b>Grupo de Trabajo I Work Group I</b>  <b>QUIMICA Y BIOQUIMICA DE SUELOS SOIL CHEMISTRY AND BIOCHEMISTRY</b>
<b>Junio June</b>		Moderador: Hans W. Fassbender Chairman:  <b>Trabajos: Papers:</b>
	8:15	— H. W. Fassbender
	8:50	Variaciones estacionales de elementos nutritivos en suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica Seasonal nutrient changes in volcanic ash soils from Costa Rica

<b>Día</b> <b>Day</b>	<b>Hora</b> <b>Hour</b>	<b>Actividad</b> <b>Activity</b>
	8:55	— Y. Kanehiro
	9:30	Propiedades de intercambio iónico en suelos volcánicos de Hawaii Ion exchange properties in Hawaiian volcanic soils
	9:35	— R. Guerrero R.
	10:10	Estado y fijación del fósforo en suelos volcánicos del sur de Colombia (Co-autores: J. Burbano H. y T. Cabrera G.) Phosphorus status and fixation in southern Colombia volcanic soils
	10:40	— K. Kawai
	11:15	Método analítico de materiales amorfos para caracterizar los andosoles Method of determining amorphous materials for characterizing andosols
<b>Martes</b> <b>Tuesday</b>	11:20	— D. A. Jenkins
20	11:55	Observaciones preliminares sobre la distribución de elementos traza en cuatro andosoles de la Región del Cauca de Colombia Preliminary observations on the distribution of trace elements in four andosols from the Cauca Region of Colombia
<b>Junio</b> <b>June</b>	14:30	— F. Colmet - Daage
	15:05	Contribución al estudio de las propiedades y de la naturaleza de los suelos con alófana de las Antillas y la América Latina. Contribution to the study of the properties and nature of the allophanic soils of Antilles and Latin America
	15:10	— M. Blasco L.
	15:45	Contenido y metabolismo del azufre en suelos volcánicos de Centro América Sulphur content and metabolism in volcanic soils of Central America
	15:45	Café
	16:20	Coffee break
		<b>Grupo de Trabajo II</b> <b>Work Group II</b>
		<b>GENESIS Y CLASIFICACION DE SUELOS</b> <b>SOIL GENESIS AND CLASSIFICATION</b>
		<b>Moderador: Klaus Flach</b> <b>Chairman:</b>
	16:25	<b>K. Flach</b>
	17:00	Diferenciación entre el horizonte cámbico de los Andepts y el horizonte espódico The differentiation of the cambic horizon of Andepts from the spodic horizon

<b>Día Day</b>	<b>Hora Hour</b>	<b>Actividad Activity</b>
<b>Martes Tuesday</b> 20	17:05 17:40	<b>A. Cortés L.</b> Climosecuencia de suelos derivados de cenizas volcánicas en la Cordillera Central de Colombia (Co-autor: D. P. Franzmeier)
<b>Junio June</b>		Climo-sequence of soils derived from volcanic ashes in the Central Mountains of Colombia
	17:45	<b>P. H. Etchevehere</b>
	18:20	Los suelos desarrollados sobre materiales de origen volcánico de la Argentina The soils developed from volcanic materials of Argentina
<b>Miércoles Wednesday</b> 21	Todo el día All day	Excursión a las principales áreas volcánicas de Narifio Excursion to the most important volcanic areas of Narifio
<b>Junio June</b>		
<b>Jueves Thursday</b> 22	8:15 —	<b>A. Hoyos C.</b>
<b>Junio June</b>	8:50	Condiciones de formación y evolución de los suelos de Tenerife, España Formation and evolution conditions of the soils of Tenerife, Spain
	8:55 —	<b>E. G. Knox</b>
	9:30	Suelos de materiales piroclásticos de Mazama, Oregon, U. S. A. Soils from Mazama volcanic ejecta in Oregon, U. S. A.
	9:35 —	<b>J. B. Castillo</b>
	10:10	Clasificación numérica de algunos suelos volcánicos de Costa Rica Numerical classification of some volcanic soils of Costa Rica
	10:10 —	<b>Café</b>
	10:35	Coffee break
<b>Jueves Thursday</b> 22	10:40 —	<b>F. G. Calhoun</b>
<b>Junio June</b>	11:15	Características de microestructura y pedogénesis de una climosecuencia de andosoles colombianos Microfabric characteristics and pedogenesis of a Colombian andosol climo-sequence
	11:20 —	<b>E. J. Marín C.</b>
	11:55	Geología y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la Región Pacífica de Nicaragua Geology and characteristics of the soils derived from volcanic ashes from the Pacific Region of Nicaragua

<b>Día Day</b>	<b>Hora Hour</b>	<b>Actividad Activity</b>
		<b>Grupo de Trabajo III Work Group III</b>
		<b>MINERALOGIA DE SUELOS SOIL MINERALOGY</b>
		<b>Moderador: Eduardo Besoain Chairman</b>
<b>Jueves Thursday 22 Junio June</b>	<b>14:30</b>	<b>— E. Besoain</b>
	<b>15:05</b>	<b>Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica Clay mineralogy of some Costa Rican volcanic soils</b>
	<b>15:10</b>	<b>— C. Luna</b>
	<b>15:45</b>	<b>Caracterización físico-química de algunos suelos volcánicos del Departamento del Cauca, Colombia Physico-chemical characterization of some volcanic soils of Cauca, Colombia</b>
	<b>15.45</b>	<b>— Café</b>
	<b>16:20</b>	<b>Coffee break</b>
	<b>16:25</b>	<b>— K. Wada</b>
	<b>17:00</b>	<b>Caracterización y determinación de constituyentes arcillosos amorfos en suelos de cenizas volcánicas Characterization and determination of amorphous clay constituents in volcanic ash soils</b>
	<b>17:05</b>	<b>— N. Aguilera</b>
	<b>17:40</b>	<b>Mineralogía de los suelos del volcán Xinantecatl, Estado de México Mineralogy of the soils from Xinantecatl volcano, Mexico State</b>
<b>Viernes Friday 23 Junio June</b>		<b>Grupo de Trabajo IV Work Group IV</b>
		<b>FERTILIDAD DE SUELOS SOIL FERTILITY</b>
		<b>Moderador: Luis A. León Chairman</b>
	<b>8:15</b>	<b>— Chairman</b>
	<b>8:50</b>	<b>L. A. León S. Fertilización de maíz en suelos negros derivados de cenizas volcánicas de la penillanura central de Antioquia, Colombia Corn fertilization in black soils derived from volcanic ash of the central peneplains of Antioquia, Colombia</b>
	<b>8:55</b>	<b>— M. Arca B.</b>
	<b>9:30</b>	<b>Caracterización de las condiciones de fertilidad en suelos volcánicos representativos del Perú Characterization of fertility conditions in representative volcanic soils of Peru</b>

<b>Día Day</b>	<b>Hora Hour</b>	<b>Actividad Activity</b>
<b>Viernes Friday 23 Junio June</b>	<b>9:35</b>	<b>— J. Gamboa J.</b>
	<b>10:10</b>	<b>Variabilidad de los niveles nutricionales y fertilidad de los suelos andinos de Nariño, Colombia</b> <b>Nutrient level variability and fertility of the Andean soils from Nariño, Colombia</b>
	<b>10:10</b>	<b>— Café</b>
	<b>10:25</b>	<b>Coffee break</b>
	<b>10:30</b>	<b>— G. Schenkel</b>
	<b>11:05</b>	<b>Algunas aplicaciones del diagrama de fertilidad a suelos y plantas en Chile</b> <b>Some applications of fertility diagram to soil and plants in Chile</b>
		<b>Grupo de Trabajo V Work Group V</b>
		<b>FISICA DE SUELOS SOIL PHYSICS</b>
		<b>Moderador: A. Muller Chairman</b>
	<b>11:10</b>	<b>— A. Muller</b>
	<b>11:45</b>	<b>Influencia del secamiento sobre las características de humedad de algunos suelos derivados de cenizas volcánicas (Co-autor: R. M. Schelhaas)</b> <b>Influence of drying on moisture characteristics of some volcanic ash derived soils</b>
	<b>11:50</b>	<b>W. M. Forsythe</b>
	<b>12:25</b>	<b>Efecto del secamiento al aire sobre retención de agua de suelos derivados de ceniza volcánica</b> <b>Effect of air-drying on water retention of soils derived from volcanic ash</b>
	<b>14:30</b>	<b>— Mesa Redonda Final . Final Round Table</b>
	<b>17:40</b>	<b>Conclusiones y recomendaciones para el uso eficiente de los suelos derivados de cenizas volcánicas</b> <b>Conclusions and recommendations for the efficient use of soils derived from volcanic ashes</b>
	<b>19:30</b>	<b>Ceremonia de clausura . Closing ceremony</b>

**El Panel fue declarado abierto por el Sr. Rector de la Universidad de Nariño, Dr. Luis Eduardo Mora Osejo, y clausurado por el Director Regional del IICA-Zona Andina, Ing. Fernando Suárez de Castro.**

**Agradecimientos especiales a la Dirección Regional para la Zona Andina del INSTITUTO INTERAMERICANO DE CIENCIAS AGRICOLAS DE LA OEA y a las Directivas de la UNIVERSIDAD DE NARIÑO, que hicieron posible la realización de este II-Panel sobre Suelos Volcánicos de América.**



**GRUPO DE TRABAJO I**  
**WORK GROUP I**

**QUIMICA Y BIOQUIMICA DE SUELOS**  
**SOIL CHEMISTRY AND BIOCHEMISTRY**



# VARIACIONES ESTACIONALES DE ELEMENTOS NUTRITIVOS EN SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS DE COSTA RICA ★★

H. W. FASSBENDER ★

## Introducción

El análisis de suelos generalmente se basa en una toma de muestra del suelo única, lo cual permite solamente recabar información ligada al estado del suelo al momento del muestreo. Su interpretación es válida cuando se buscan indicaciones sobre la génesis del suelo ya que las características del suelo sufren en el transcurso del tiempo una transformación progresiva, llevando a un estado climax del desarrollo del suelo dentro de la cual una variación estacional o anual es de poca importancia. El clima es uno de los factores más importantes que determinan la situación estática de las propiedades del suelo; en la literatura existen numerosos trabajos al respecto, p. e. sobre las relaciones entre el contenido de materia orgánica y nitrógeno con el régimen pluvial y la temperatura (ver Jenny, 1961).

Los factores climáticos producen además variaciones estacionales en la biosfera a través de su influencia sobre el ritmo fisiológico vegetal (absorción de elementos nutritivos, deposición de restos vegetales) y microbiano (mineralización, etc.) que unidos a los efectos de concentración y dilución del agua del suelo, lixiviación y su influencia sobre el complejo de intercambio y cationes cambiables resultan en un carácter dinámico del suelo. Estudios al respecto son sin embargo escasos aunque su aplicación podría ser muy decisiva en las prácticas agrícolas (épocas de siembra, laboreo del suelo) y de manejo de la fertilidad del suelo (aplicación de fertilizantes) de acuerdo al ritmo fisiológico de los cultivos. En zonas de clima templado existen algunos estudios de las variaciones estacionales de los elementos nutritivos del suelo ya que las cuatro estaciones marcadas durante el año producen un ritmo definido de actividad biológica y actividades agrícolas.

En suelos de áreas tropicales derivados de cenizas volcánicas existen los estudios de Kannehiro et al (1951) sobre variaciones del pH en suelos de Hawaii. Gran parte de los estudios, realizados especialmente en Africa (Uganda, Sudán, Kenia, Tanganica y Ghana) se han dedicado a las variaciones de nitratos. Según Greenland (1958) y Birch (1958) en sus estudios en Ghana se ha encontrado una acumulación de N-nitrificable en la época seca del año debido posiblemente a una esterilización parcial del suelo y una nitrificación notable al inicio de las lluvias debido a una mejora de las condiciones de humedad y aireación del suelo. Muchas veces se han encontrado correlaciones entre el grado de liberación de  $\text{NO}_3^-$  y el desarrollo vegetal. A las teorías microbiológicas de Birch y Greenland se suman las hipótesis de Rao (1934) sobre la oxidación fotoquímica de N en la superficie del suelo y la de Wetselaar (1961) sobre el transporte capilar y la sublimación de nitratos en la superficie del suelo. En los trabajos de Hardy (1946) y el reciente de Cornforth (1971) realizados en Trinidad se han constatado las variaciones de las formas de N en el suelo, el último autor encontró que el N-mineralizable depende del contenido de agua del suelo al muestreo y del monto de lluvia del mes anterior al muestreo.

El estudio de las variaciones estacionales de los cationes del suelo se considera de importancia el describir los equilibrios que se establecen entre la fase sólida coloidal con los cationes adsorbidos y la fase líquida o solución del suelo con los elementos en su forma iónica. Este equilibrio puede ser descrito por la ecuación de Gapon (1933):

---

\* Químico de suelos, Instituto de Suelos y Nutrición Forestales de la Universidad de Gotinga, Alemania.

\*\* Los datos experimentales fueron obtenidos por el autor durante sus actividades como químico de suelos de la FAO asignado al IICA en Turrialba, Costa Rica.

$$\frac{\gamma^+}{\gamma^{2+}} = K \frac{a_o^+}{(a_o^{2+})^{1/2}}$$

donde:

$\gamma$  y  $\gamma^{2+}$  representan a los cationes monovalentes y divalentes adsorbidos en el complejo coloidal

K el coeficiente de Gapon, y

$a_o^+$  y  $a_o^{2+}$  las actividades iónicas de los cationes en la solución del suelo.

Para un par de iones como K y Ca se obtiene

$$\frac{\gamma K^+}{\gamma Ca^{2+}} = K \frac{a_K^+}{K/Ca (a_{Ca}^{2+})^{1/2}}$$

De esta fórmula se pueden derivar las tasas de energía de intercambio para K y Ca

( $\Delta G = RT \ln \frac{e^{*K}}{e^{*Ca}}$ ) o los potenciales de

Schofield (pK-0,5 pCa) que han sido utilizados en numerosos trabajos (Fassbender 1969, Fassbender y Piñeres 1971, Ulrich 1966). Estos valores igualmente permiten derivar el concepto de intensidad, que describe la solución del suelo en directo contacto con las raíces del suelo, y de capacidad, que representa la fuente de reposición de elementos nutritivos, que han sido utilizados para describir las relaciones suelo-planta (Fassbender y Piñeres, 1971, Fassbender y Laroche, 1968).

El análisis de parámetros intensivos ( $NO_3^-$ ,  $NH_4-N$ , actividades iónicas en la solución del suelo) se recomienda realizarse en muestras frescas y húmedas recién tomadas en el campo. Ello trae consigo la consideración del efecto del secado irreversible de suelos derivados de cenizas volcánicas que puede afectar notablemente los resultados de análisis del suelo (Swindale, 1969, Schalzcha et al, 1965). El carácter irreversible del secado del suelo se debe a la cristalización de las partículas amorfas alofánicas, formación de gibbsita y a la formación de aniones organo-minerales de gran estabilidad y baja solubilidad.

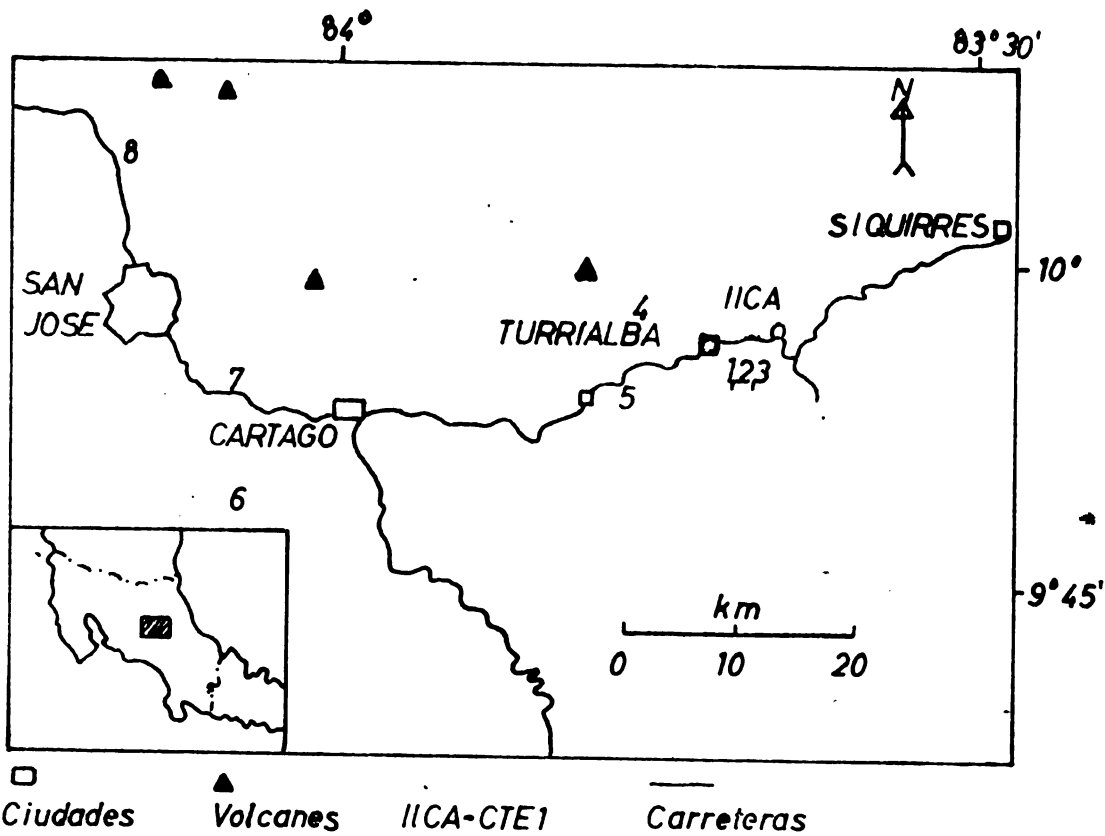
Concretando este trabajo, realizado en suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica tuvo como objeto:

- a) Evaluar las variaciones estacionales de elementos nutritivos en suelos bajo diferente uso y manejo, enfatizando las diferencias en las medidas de capacidad asociadas a las reservas y de intensidad asociadas a las fracciones solubles y presentes en la solución del suelo, y
- b) Evaluar el efecto del secado de las muestras en el análisis de los elementos nutritivos.

#### Materiales y métodos

##### Suelos y muestreo

Las muestras de los suelos estudiados provienen de ocho lugares (sitios) localizados en la meseta Central de Costa Rica (ver Dóndoli y Torres, 1955). Los tres primeros lugares se encuentran en la Finca del IICA-CTEI, en Turrialba dentro de la serie Colorado bajo, 1) bosque adulto (primario) de regeneración mixta, 2) bosque comercial (*Macadamia* sp.) de 4 años de edad después del uso del suelo como pradera y 3) plantación adulta de café. Los otros suelos son Andepts típicos desarrollados sobre diferentes cenizas más recientes de los volcanes Turrialba, Irazú, Barba y Poas, dos de ellos son utilizados agrícolamente en cultivos de caña (Juan Viñas) y café (Berberena), otros dos son praderas (Cordon sillal y El Coco) y el restante (Ochomogo) se encuentra bajo un bosque de araucaria (ver Figura y Cuadro 1). Entre diciembre 1968 y noviembre 1969



*Lugares de muestreo*

- |            |                 |            |
|------------|-----------------|------------|
| 1 Colorado | 4 Berberena     | 7 Ochomogo |
| 2 Colorado | 5 Juan Viñas    | 8 El Coco  |
| 3 Colorado | 6 Cordon sillal |            |

Fig. 1. Localización de los suelos estudiados

se realizaron muestreos de los suelos escogidos diferenciando los suelos (10-30 cm.- y los subsuelos (30-60 cm.). Los datos correspondientes al primer muestreo presentados en el Cuadro 1 permiten caracterizar a los suelos. Se trata de suelos ácidos con un contenido muy variable de materia orgánica y nitrógeno total con valores C/N entre 10 y 18. La capacidad de intercambio es media, en el complejo de in-

Ca + Mg

tercambio se observa una relación

K

baja indicando la presencia de valores relativamente altos de K. Los suelos estudiados presentan características muy diferenciadas en su capacidad de retención de agua, dado su alto contenido en materia orgánica y posiblemente de alofana los suelos Juan Viñas y Cordon sillal retienen más que 100% de su peso en agua.

**Datos climáticos**

En la selección de los lugares de muestreo se consideró la proximidad a una estación climática. Los datos correspondientes a las series Colorado, Berberena y Juan Viñas fueron recopilados por el IICA-CTE1, los de El Coco, Ochomogo por el Servicio Meteorológico Nacional y de Cordon sillal por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE)\*.

Los datos de la precipitación pluvial de las seis estaciones meteorológicas correspondientes a 1, 7, 30 y 60 días antes de la toma de muestra (parcialmente en Cuadro 2) fueron analizados estadísticamente resultando una va-

\* El autor agradece a las instituciones referidas por los datos puestos a su disposición.

CUADRO 1. Propiedades de los suelos estudiados\*

Serie (lugar)	Uso	pHH <sub>2</sub> O	%C	% N	CIC				Mg % agua en peso
					meq/100 g suelo				
					K	Ca			
1 Colorado (ultisol)	Café	4,25	1,99	0,14	0,34	1,00	0,39	21,02	
	Subsuelo	4,77	0,37	0,04	0,11	1,21	0,44	40,88	
2 Colorado (ultisol)	Bosque prim.	4,25	3,44	0,22	0,11	0,24	0,77	43,08	
	Subsuelo	4,17	0,39	0,11	0,10	0,07	0,18	39,15	
3 Colorado (ultisol)	Bosque com.	3,80	3,60	0,23	0,10	0,04	0,11	44,50	
	Subsuelo	4,30	2,58	0,10	0,07	0,22	0,13	46,97	
4 Berberena	Café	4,20	6,86	0,35	0,37	0,11	0,07	81,75	
	Subsuelo	4,42	2,25	0,16	0,50	0,46	0,25	30,84	
5 Juan Viñas	Caña	4,90	14,78	0,75	0,36	0,92	0,36	99,70	
	Subsuelo	5,40	2,70	0,16	0,12	0,57	0,39	158,94	
6 Cordon sillal	Pradera	3,92	14,71	0,72	0,32	0,14	0,24	139,59	
	Subsuelo	4,32	4,11	0,26	0,25	0,02	0,04	116,47	
7 Ochomogo	Bosque com.	5,20	6,06	0,31	1,10	9,06	2,30	39,35	
	Subsuelo	5,00	0,30	0,06	0,74	3,39	1,87	38,51	
8 El Coco	Pradera	4,40	7,51	0,32	0,49	1,60	0,65	44,12	
	Subsuelo	4,72	2,42	0,09	0,43	2,99	1,99	53,35	

\* Datos correspondientes a las muestras de diciembre 1968 secas al aire libre.

CUADRO 2. Datos pluviométricos en los sitios estudiados, correspondientes al mes anterior a la toma de muestra de suelo.

Sitios	Meses de observación (mm lluvia/mes)												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Total del año													
1, 2, 3, IICA-CTEI (Colorado)	2859,2	262,2	94,8	46,4	65,2	47,6	251,4	204,0	227,0	501,6	334,4	210,8	614,5
4 Berberena	2431,7	247,8	297,1	41,5	84,6	55,2	71,5	189,7	218,0	246,8	443,1	330,1	208,4
5 Juan Viñas	2258,3	293,3	244,5	62,7	73,1	114,0	54,4	138,7	191,4	206,7	361,3	368,6	203,5
6 Cordon sillal	4093,8	400,4	466,4	181,9	104,3	286,5	187,8	182,5	376,4	234,6	751,4	476,1	441,5
7 Ochomogo	2150,7	189,8	5,0	40,5	0,5	17,9	36,4	191,2	363,9	59,6	470,9	523,5	251,7
8 El Coco	2450,6	297,5	1,6	33,2	0,0	0,0	89,2	235,2	210,2	55,1	374,1	806,9	349,3
Promedio de ocho sitios	2745,3	270,4	162,1	62,4	57,3	76,8	149,2	193,6	255,1	288,5	425,5	392,2	412,2

riancia significativa entre lugares ( $P = 5\%$  para 7 y 30 días y  $1\%$  para 60 días) y entre fechas ( $P = 1\%$ ) (ver Cuadro 3). En el Cuadro 2 están presentadas las variaciones mensuales de la lluvia del mes antes del muestreo y el promedio correspondiente para los ocho lugares en estudio. Estos últimos valores son los que se utilizaron para establecer posibles correlaciones con las propiedades físicas y químicas del suelo.

#### Análisis del suelo

En las muestras frescas, recién traídas del campo y después de su secado y preparación (molienda a  $< 2$  mm) se realizaron por duplicado las siguientes determinaciones:

pH en  $H_2O$  y  $CaCl_2$  utilizando un potenciómetro con electrodo de vidrio (Peech en Black, 1965)

C según Walkley y Black (Stevenson en Black, 1965)

N—total,  $NH_4-N$  y  $NO_3-N$  según Bremner (ver Black, 1965)

Capacidad de intercambio catiónico y bases cambiables (Ca, Mg, K), según Mehlich en  $NH_4AcO$  1N, pH 7 (Balerdi y Díaz-Romeu)

Cationes presentes en la solución equilibrada del suelo (Ca, Mg, K) así como su reacción (pH) y P (fosfomolibdato de amonio) se analizaron solamente en las muestras frescas. Se añadió agua a las muestras del suelo (apro. 200 g) hasta obtener una pasta densa, se agitó 24 horas para su equilibración, se midió el pH y después de centrifugar se midió K, Ca y Mg por espectrofotometría de absorción atómica. En base a las concentraciones se calcularon utilizando computadoras electrónicas\*, los potenciales de Schofield deseados, considerando las leyes de Debye-Hückel (ver también Fassbender 1969 y Fassbender y Laroche, 1968).

#### Evaluación estadística

Se realizó un análisis de variancia de los

\* El autor agradece al Prof. B. Ulrich, Director del Instituto de Suelos y Nutrición Forestales de la Universidad de Gottingen por poner a su disposición el programa correspondiente y a la Sociedad de Cálculo de Gottingen por las operaciones correspondientes.

resultados obtenidos considerando como fuentes de error los lugares estudiados (8), las profundidades (2), las fechas de muestreo (12) y las repeticiones (2) de los análisis\*. Con los datos obtenidos se calcularon los límites fiduciales de significancia para los niveles de 5 y 1 por ciento.

Para interpretar mejor los resultados se calcularon algunas regresiones lineales entre los datos climáticos y los datos edafológicos obtenidos.

#### Resultados y Discusión

##### Efecto del secado de las muestras de suelo

Los valores del Cuadro 4, obtenidos al promediar los valores de los ocho suelos y las doce observaciones mensuales o sea en base a 96 determinaciones, presentan claramente el efecto del secado de las muestras sobre las propiedades químicas. El pH sufrió variaciones alrededor de 0,1 unidades; mayores efectos se observan para el análisis de C. N. y capacidad de intercambio catiónico, esta última por ejemplo subió de 20,93 a 34,66 y de 20,35 a 35,29 me/100 g para los suelos y subsuelos respectivamente. El nitrógeno amoniacal disminuyó (3,32 a 2,06 mg/Kg) mientras que el nítrico aumentó (3,03 a 5,21 mg Kg para los suelos) indicando transformaciones enzimáticas de las formas de nitrógeno (Bremner en Black, 1965). Las bases cambiables sufrieron un aumento en promedio del 32 y 33, 38 y 47 y 41 y 46 por ciento para K, Ca y Mg y muestras de suelo y subsuelo respectivamente.

Las diferencias encontradas provienen en parte de procesos físico-químicos aún no bien conocidos, indicados en la introducción, que no pueden ser aclarados en base a los análisis realizados. Por otro lado las diferencias se deben a errores analíticos que se originan en la determinación de la humedad del suelo, especialmente en los suelos de alta capacidad de retención de agua, así las mayores diferencias se encontraron en los suelos Juan Viñas y Cordón sillal.

La importancia de los resultados es obvia, desde el punto de vista del análisis del suelo para fines de clasificación y de evaluación de la fertilidad es necesario establecer nuevos patrones y criterios para los suelos derivados de cenizas volcánicas. Desde el punto de vista agronómico es necesario esclarecer hasta qué punto una sequía o desecamiento parcial del suelo tiene un efecto favorable sobre la disponibilidad de elementos nutritivos. Para ello serán necesarios estudios físico-químicos rela-

CUADRO 3. Análisis de variancia de los datos pluviométricos.

Días antes de la toma de muestra	Promedio			Significancia estadística entre	
	Mínimo	Máximo	Anual	Lugares	Fechas
1 día	0,0	25,6	8,2	n.s.	XX
7 días	0,0	100,2	39,3	x	XXX
30 días	9,0	753,2	225,6	x	XXX
60 días	130,5	956,6	431,1	xx	XXX

n.s. no significativo

x, xx, xxx, significativo a los niveles de 5,1 y 0,1 por ciento.

CUADRO 4. Efectos del secado de las muestras del suelo sobre los elementos nutritivos\*.

	Muestra fresca		Muestra secada	
	Suelo	Subsuelo	Suelo	Subsuelo
pH				
H <sub>2</sub> O	4,56	4,94	4,64	4,97
pH				
CaCl <sub>2</sub>	3,97	4,21	4,09	4,35
% C	3,97	1,39	4,39	1,34
% N	0,276	0,089	0,309	0,099
NH <sub>4</sub> —N <sup>1</sup>	3,32	2,46	2,06	1,46
NO <sub>3</sub> —N <sup>1</sup>	3,03	0,99	5,21	1,64
CIC <sup>2</sup>	20,93	20,35	34,66	35,29
K <sup>2</sup>	0,21	0,15	0,28	0,20
Ca <sup>2</sup>	0,90	0,68	1,24	1,00
Mg <sup>2</sup>	0,44	0,44	0,62	0,64

\* Promedio de 8 lugares y 12 observaciones mensuales.

1 mg/Kg suelo

2 meq/100 g suelo



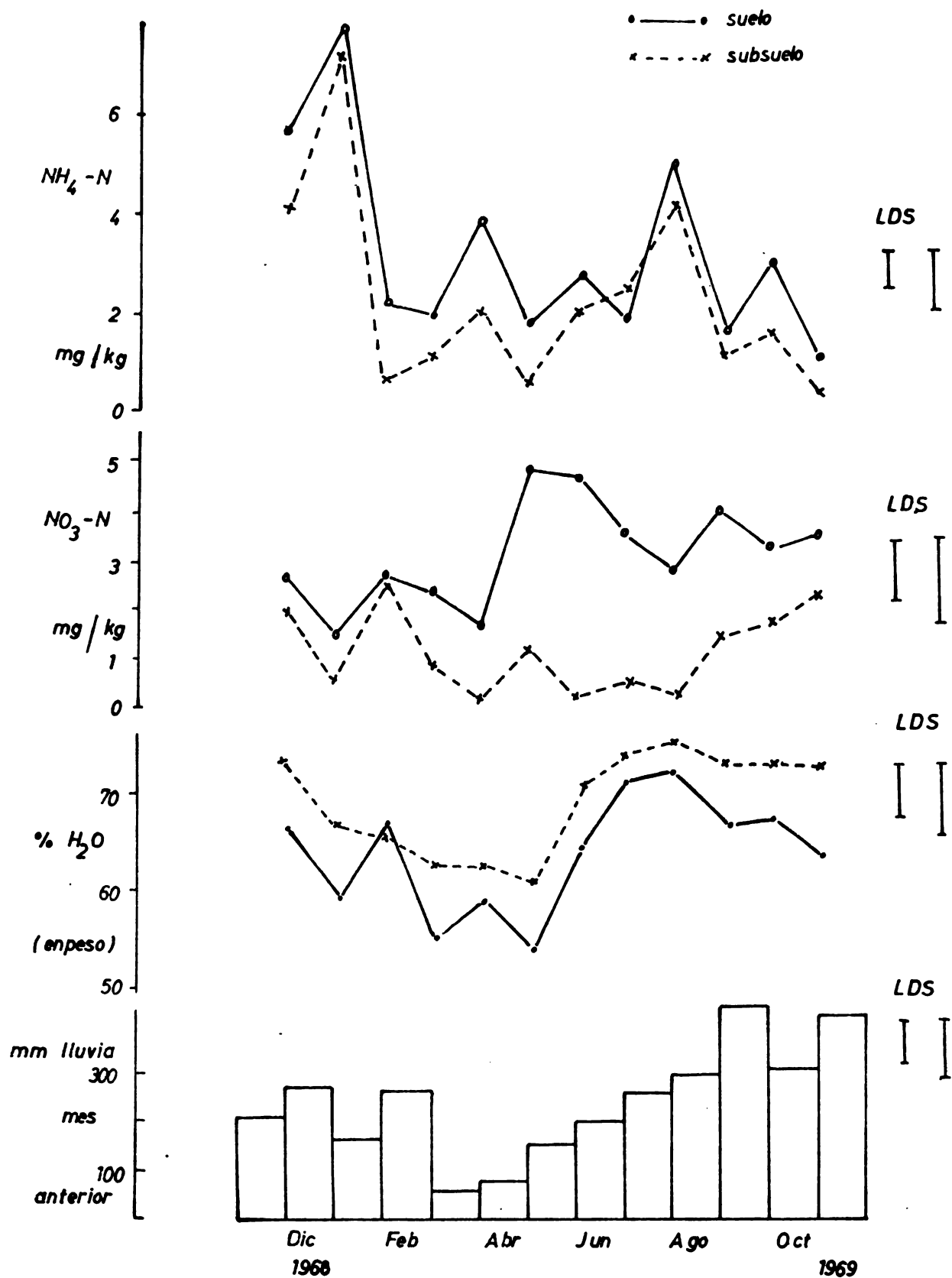


Fig. 2. Régimen pluvial y variaciones en el contenido de agua, NO<sub>3</sub>-N y NH<sub>4</sub>-N.

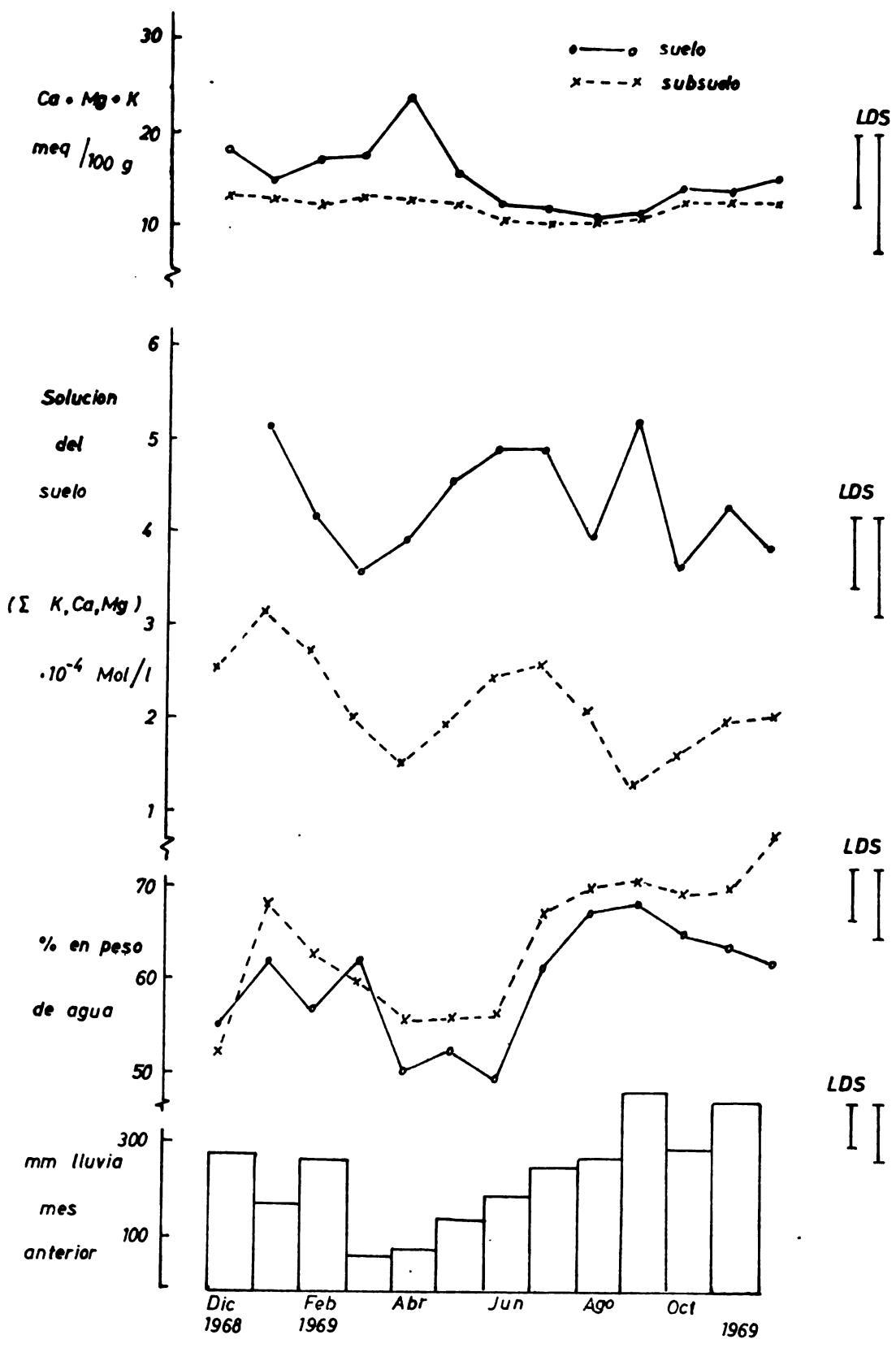


Fig. 3. Variaciones de la suma de cationes (K, Ca, Mg) adsorbidos y presentes en la solución del suelo en dependencia del régimen pluvial e hídrico.

cionados con la precipitación de sustancias inactivas en la superficie de las amorfas formando coloides protegidos, la formación de enlaces órgano-minerales estables posiblemente hidrófobos y un análisis detallado de la alofana y materia orgánica de los suelos derivados de cenizas volcánicas.

#### Variaciones del contenido de agua

Los valores correspondientes del Cuadro 5 que han sido evaluados gráficamente (Figura 2) indican que, como se ha esperado, el régimen hídrico del suelo depende directamente del régimen pluvial; así en los meses de "sequía" disminuyó el contenido de agua, aumentando en los meses lluviosos. Entre estas variables resultó una correlación significativa, de acuerdo a la ecuación (ver Figura 4):

$$y \text{ \% H}_2\text{O} = 58,07 + 0,07 + 0,0319 x \text{ mm lluvia}, r = 0,758^{++} \quad [1]$$

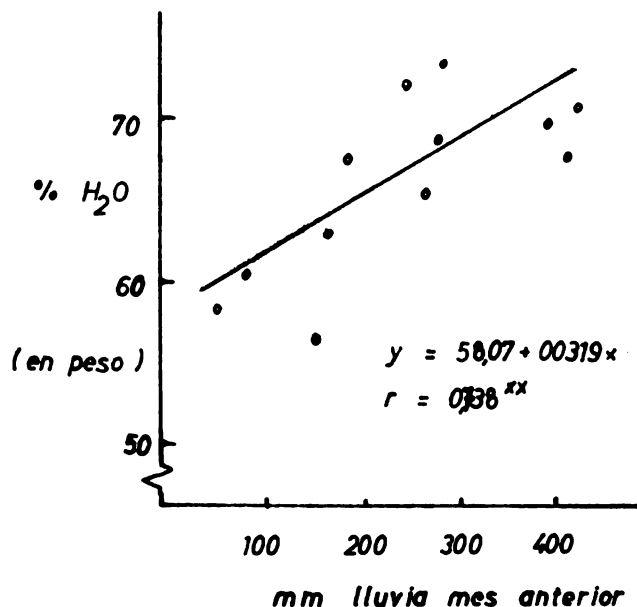


Fig. 4. Correlación entre el contenido de agua (promedio para suelos y subsuelos) y la lluvia correspondiente al mes anterior a la toma de muestra.

Los subsuelos presentan valores promedio 5 a 10% más altos que los suelos (Cuadro 5, Figura 2) indicando el rápido transporte del agua en los suelos estudiados.

#### Variaciones de la materia orgánica

De acuerdo a los resultados del efecto del secado de las muestras del suelo en los análisis realizados y especialmente considerando que las determinaciones en la solución del suelo se realizaron solamente en muestras frescas se persentaron todos los resultados de los análisis correspondientes a las condiciones de campo y expresándolas en base a suelo seco a 105°C.

Según el Cuadro 5 los valores de C no presentaron ningún ritmo estacional definido, mientras que las variaciones entre lugares y profundidades se diferencian a un nivel alta-

mente estadístico ( $P = 1\%$ ). Los límites fiduciales para C de 0,44 y 0,60% para los niveles de 5 y 1% expresan una cierta heterogeneidad del material estudiado debido a las diferencias de los lugares y la diferenciación del perfil del suelo.

Los lugares correspondientes a la misma unidad (serie Colorado) bajo diferente uso y manejo de suelo no presentan diferencias estacionales; se diferencian solamente en su contenido de materia orgánica, siendo en promedio de 1,11, 2,40 y 1,81% C bajo café, bosque primario y comercial respectivamente. Los resultados tampoco permiten interpretar diferencias en la deposición y mineralización de restos vegetales. Los estudios de Moore (1967) sobre variaciones de C en suelos de Nigeria bajo diferente explotación realizados durante 3 años tampoco permiten establecer relaciones entre la materia orgánica del suelo y las condiciones del clima.

#### Variaciones del N—total, $\text{NH}_4\text{—N}$ y $\text{NO}_3\text{—N}$

Los valores de N total presentan tendencias similares que las presentadas para el C—total (ver Cuadro 5). Por el contrario y de acuerdo a lo esperado los valores del nitrógeno amoniacal y nítrico presentaron otro comportamiento. Los valores de  $\text{NH}_4\text{—N}$  se diferenciaron entre fechas con alta seguridad estadística ( $P = 1\%$ ), entre profundidades también se encontró el mismo grado de diferenciación y los valores mensuales son paralelos entre los suelos y subsuelos. De la Figura 2 no se pueden deducir correlaciones entre el  $\text{NH}_4\text{—N}$  y el régimen pluvial ni el contenido de agua del suelo; igualmente no se encontraron correlaciones significativas con la lluvia de 1,7 o 60 días antes de la toma de las muestras ni la temperatura e irradiación solar. Por otro lado tampoco se puede concluir un ciclo anual del  $\text{NH}_4\text{—N}$  ya que los valores altos iniciales (diciembre 1968) no se repiten en la misma época en 1969.

Las concentraciones de  $\text{NO}_3$  presentaron

diferencias estadísticas al 1% entre fechas, de notando en las muestras superficiales un descenso en los meses secos a valores de hasta 1,5 mg/Kg (Cuadro 5, Figura 2) y un rápido aumento con el inicio de la época lluviosa en mayo con un valor promedio de 6,11 mg/Kg. Para los diferentes suelos se encontró diferencias de hasta 16,7 mg NO<sub>3</sub>/Kg suelo. En los meses subsiguientes disminuyó gradualmente el contenido de NO<sub>3</sub>-N. El desarrollo de la curva de NO<sub>3</sub>-N en los subsuelos con valores máximos entre noviembre y febrero indica la percolación paulatina del NO<sub>3</sub>-N en el perfil del suelo. Las variaciones de NO<sub>3</sub>-N fueron más marcadas para los andepts que para los ultisoles; los valores promedios del año en el suelo bajo café (3,61 mg/Kg) son más altos que bajo bosque primario y comercial (1,50 y 1,06 mg/Kg respectivamente) e indican una mayor actividad microbiana. Tratando de encontrar una explicación segura se debe sin embargo concluir que los valores de NO<sub>3</sub>-N no se ajustan al régimen pluviométrico (r = 0,418) ello se debe especialmente al valor correspondiente al mes de mayo, caracterizado por una alta

nitrificación. Existe la tendencia encontrada por otros autores de un aumento de NO<sub>3</sub>-N al inicio de las lluvias (Greenland, 1958, Cornforth, 1971) pero no se puede corroborar una asociación matemática estadísticamente significativa. Mas aun se puede concluir de los resultados que el régimen hídrico no determina las variaciones de NO<sub>3</sub>-N corroborando así indirectamente la teoría microbiana de Birch (1960). El desecamiento de los suelos y las temperaturas determinan cambios en el ritmo microbiano, influyen sobre la estabilidad de los complejos órgano-minerales resultando una acumulación de N nitrificable el cual es transformado rápidamente por las Nitrosomonas y Nitrobacter bajo las condiciones de aire y agua del suelo favorables al inicio de las lluvias.

Los resultados permiten conclusiones de gran importancia agronómica. Una liberación masiva de nitratos ligada a una época del año determina el ritmo de absorción de N por las plantas y debe ser coordinada con los cultivos, sistemas de explotación y manejo del suelo.

#### Reacción del suelo

Los valores de pH en agua, CaCl<sub>2</sub> y pasta y el valor pH-0,5 pCa presentan diferencias significativas (P = 1%) entre fechas, lugares y profundidades (Cuadros 5 y 7). Las diferentes mediciones de la reacción del suelo correlacionan entre sí significativamente, así p.e. entre los valores de pH medidos en agua y CaCl<sub>2</sub> se encontró la siguiente ecuación de regresión:

$$y \text{ pH H}_2\text{O} = 0,678 + 1,101 x \text{ pHCaCl}_2, r = 0,977^{+++} \quad [2]$$

El valor pH-0,5 pCa no presenta una correlación tan alta con los valores mencionados pero en cambio correlaciona mejor con los datos de la precipitación pluvial y contenido de agua del suelo; p.e. con las lluvias mensuales presentó la regresión (ver Figura 5):

$$y \text{ pH-0,5 pCa} = 2,573 + 0,00093 x \text{ mm lluvia}, r = 0,619^{++} \quad [3]$$

La correlación con el contenido de agua es más favorable (r = 0,704<sup>++</sup>); ello se debe a que el valor pH-0,5 pCa incluye la medición del Ca<sub>2</sub><sup>+</sup> en la solución del suelo el cual depende marcadamente del régimen pluvial y de los equilibrios catiónicos en el suelo.

#### Equilibrios catiónicos

La capacidad de intercambio catiónico no presentó ninguna dependencia climática (Cuadro 6); las diferencias entre los valores extremos encontrados de 19,97 y 22,58 y 19,87 y 21,24 meq/100 g para las muestras de suelos y subsuelos quedan debajo de los límites fiduciales estadísticos calculados de 6,72 y 9,25 meq/100 g al nivel 5 y 1% respectivamente.

La suma de las bases cambiables (Figura 2) y cada uno de los elementos (K, Ca y Mg) por separado presentaron mayores diferencias entre suelos y profundidades que entre fechas

de muestreo (Cuadro 6). Como se ha esperado la composición de la solución del suelo, tanto en la suma de cationes como en la concentración y participación porcentual de cada uno de los elementos ocurrieron mayores diferencias entre lugares y profundidades que fechas de muestreo. De la Figura 2 se puede deducir que las variaciones estacionales de la suma de K, Ca y Mg cambiables son menores que los límites fiduciales encontrados mientras que las de su concentración en la solución del suelo sobrepasan ampliamente los límites de diferenciación significativa.

En los potenciales de Schofield y los coeficientes de Gapón se asocian los resultados obtenidos para los cationes adsorbidos al complejo de intercambio y los presentes en la solución del suelo resultando generalmente alta significancia estadística para las variaciones mensuales (Cuadro 7).

Digitized by Google













Entre los parámetros utilizados para describir los equilibrios catiónicos y los datos climáticos se encuentran algunas correlaciones significativas como por ejemplo:

$$y_{pCa-pMg} = 0,20 - 0,00033 x_{mm\ lluvia}, r = -0,650^{++} \quad [4]$$

$$y_{\% \text{ Ca en solución del suelo}} = 28,35 - 0,051 x_{mm\ lluvia}, r = -0,555^{+} \quad [5]$$

$$y_{meqCa/100\ g} = 1,192 - 0,00125 x_{mm\ lluvia}, r = -0,752^{++} \quad [6] \quad (\text{ver Figura 6})$$

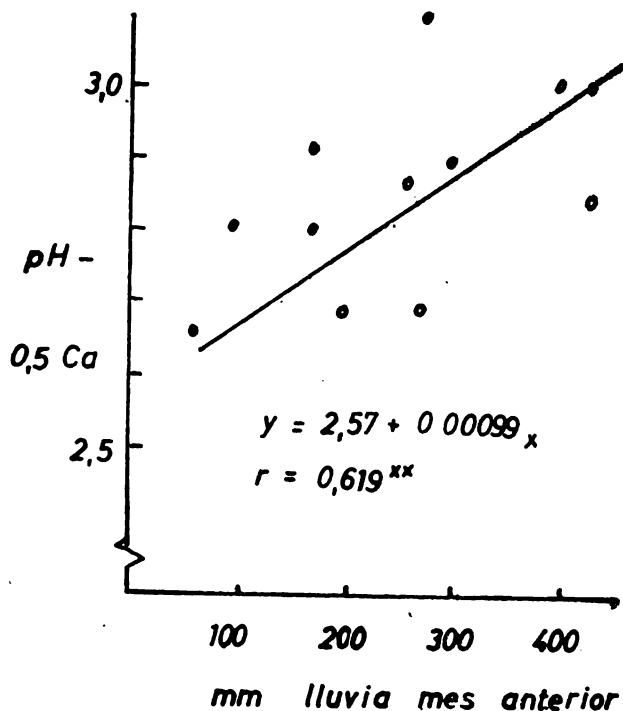


Fig. 5. Correlación entre pH-0,5 pCa y la precipitación pluvial.

Ellos indican, de acuerdo a las leyes de equilibrio catiónico de Donnan y de la ecuación de Gapon, que los procesos de dilución y concentración como resultado de las variaciones en el contenido de agua debidos al régimen pluvial, influyen en la participación de elementos monovalentes y divalentes en el sistema de intercambio catiónico. Las ecuaciones 4, 5 y 6 indican que en los meses lluviosos a mayor humedad del suelo disminuye la participación de iones divalentes tanto en la solución del suelo como la cubierta iónica.

Sin embargo, si bien los resultados puntualizan el comportamiento del complejo de intercambio, no permiten conclusiones definitivas. De la Figura 7 se puede deducir que tanto la solución del suelo como la cubierta iónica presentan una composición que depende notablemente del uso y manejo del suelo y del ritmo

fisiológico de los cultivos de explotación; así las variaciones del Ca cambiante y presente en la solución del suelo bajo café, bosque primario y secundario presentan diferencias tan notables que dificultan conclusiones rotundas. Lo expresado permite recomendar estudios más profundos y específicos de las variaciones estacionales catiónicas, dada la importancia agronómica de los elementos K, Ca y Mg. En ellos será necesario analizar originalmente varios sitios dentro de una unidad de suelos bajo un determinado uso y manejo a fin de conocer exactamente las variaciones locales, correlacionándolas en estudios a largo plazo de varios años a los datos climáticos y complementándolas con estudios sobre la deposición y mineralización de restos vegetales en el suelo. Conociéndose los ritmos fisiológicos de las plantas y las variaciones estacionales a largo plazo en un suelo, serán factibles estudios más sencillos en varios suelos que generalizados permitirán un control y dirección óptima de las prácticas agrícolas.

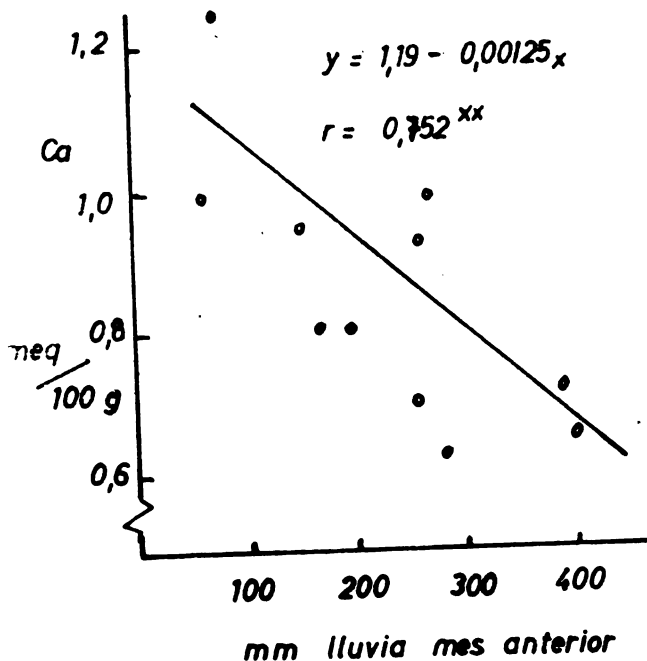


Fig. 6. Correlación entre Ca-cambiable y la precipitación pluvial.

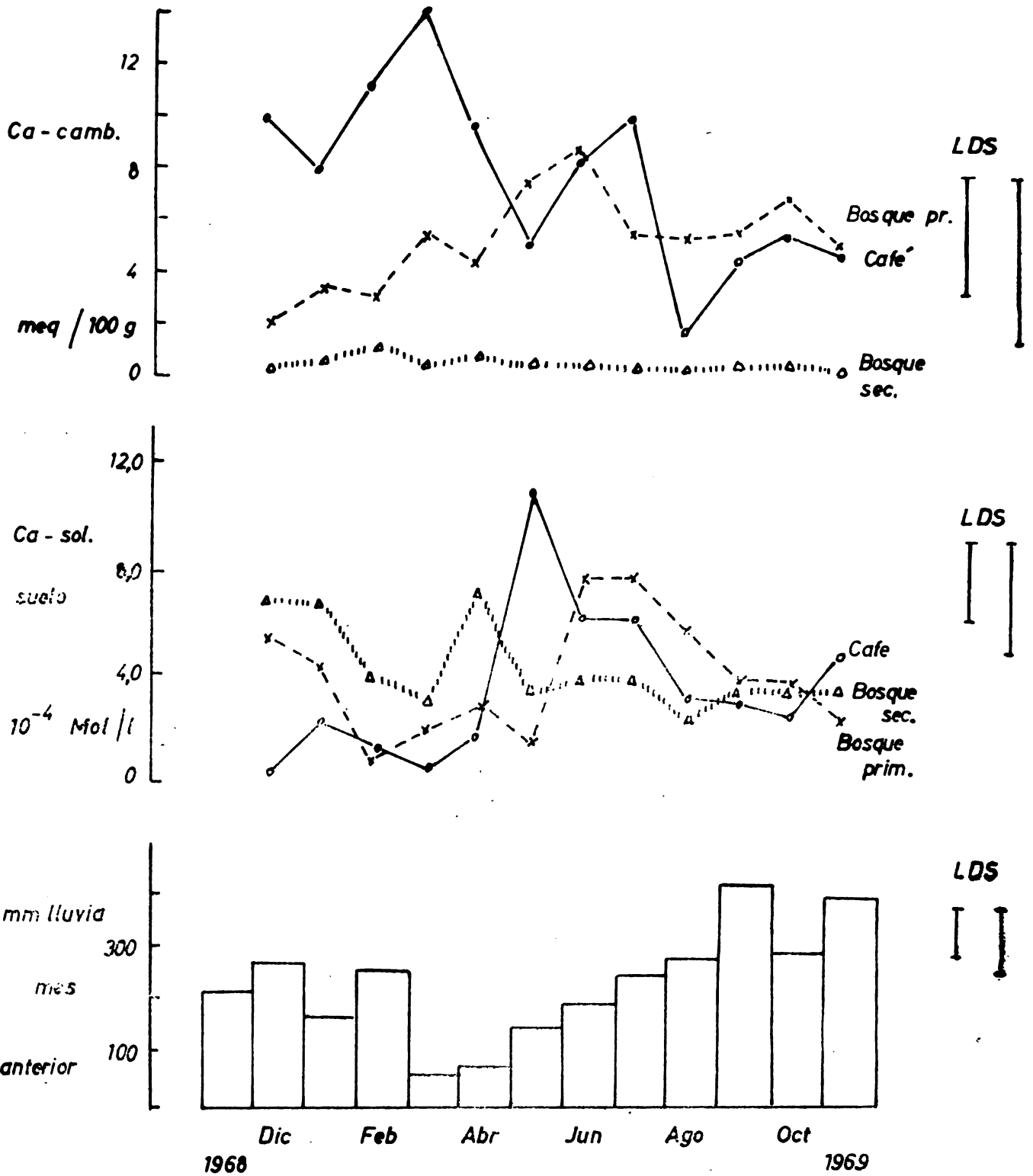


Fig. 7. Variaciones del Ca adsorbido y presente en la solución del suelo bajo diferente uso y manejo del suelo.

## Resumen

Se estudiaron las variaciones estacionales en ocho suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica; los primeros tres utisoles pertenecen a la misma unidad de suelos (serie Colorado) y se encuentran bajo café, bosque primario y comercial (*Macadamia* sp.); los restantes son andepts derivados de diferentes cenizas y se encuentran bajo café, caña de azúcar y praderas. Muestras de suelos y subsuelos fueron tomadas mensualmente (dic. 1968 - nov. 1969) y analizadas tanto recién traídas del campo como después de secarlas al aire libre.

Después del secado de las muestras de suelo se obtuvieron valores muy diferentes que en las muestras frescas. Se observaron aumentos entre 20 y 40 por ciento para C, N, CIC y cationes cambiabiles; los valores de  $\text{NH}_4\text{-N}$  disminuyeron mientras que los de  $\text{NO}_3\text{-N}$  aumentaron. Se discuten los conceptos del secado irreversible de los andosoles y su significado.

El contenido de agua depende directamente del régimen pluvial de los lugares estudiados ( $r = 0,757^{++}$ ). Para C y N—total no se encontró ninguna dependencia estacional. Los

valores de  $\text{NH}_4\text{-N}$  y  $\text{NO}_3\text{-N}$  están asociados a las variaciones de las lluvias y de la humedad de los suelos. En la "sequía" el  $\text{NO}_3\text{-N}$  disminuyó hasta 1,5 mg/Kg y con el inicio de las lluvias aumentó a 6,1 mg/Kg. No se encontró sin embargo ninguna correlación estadística con lluvia o humedad del suelo concluyéndose que se trata más que todo de un efecto microbiano.

La reacción del suelo (pH—0,5 pCa) correlacionó con las lluvias correspondientes al mes anterior de la toma de muestra. Los cationes cambiabiles y presentes en la solución del suelo expresados también como potenciales de Schofield y coeficientes de Gapon presentaron grandes variaciones entre fechas, lugares y profundidades. Los valores indican el efecto de la dilución y concentración de la solución del suelo sobre los procesos de intercambio y los equilibrios catiónicos. Aunque se encontraron algunas correlaciones estadísticamente significativas son de difícil interpretación ya que para K, Ca y Mg el efecto del uso y manejo del suelo tienen mayor importancia que las variaciones del clima.

## Literatura

1. BIRCH, H. F. The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil* 10:9-31. 1968.
2. BALERDI, F. y DIAZ-ROMEU, R. Determinación de la capacidad de intercambio catiónico. IICA, 1968. s.p. (mimeografiado).
3. BLACK, C. A. Methods of soil analysis. ASA Monographs, no. 9. Madison, Wisc, 1965. 2 vol.
4. CORNFORTH, I. S. Seasonal changes in mineralizable nitrogen in Trinidad soils. *Trop. Agric. Trin.* 48:157-162. 1971.
5. DONDOLI, C. B. y TORRES, J. A. Estudio geográfico agronómico de la región oriental de la meseta Central. San José, Costa Rica, Ministerio de Agricultura e Industrias. 1964. 175 p.
6. FASSBENDER, H. W. Conceptos físico-químicos en la interpretación del sistema suelo-planta. X Congreso Latinoamericano de Química. San José, Costa Rica, 1969.
7. ————— y LAROCHE, F. A. The nutrient potential of the soil and the proportions of Ca:Mg:K in tomato plants. *Plant and Soil* 28:431-441. 1968.
8. ————— y PINERES, E. Effect of liming on the exchangeable cation composition and availability of six Costa Rican soils. *Z. Pflanzenernäh, Bodenkunde* 130:124-135. 1971.
9. GAPON, E. N. On the theoretic exchange adsorption in soils. *J. Gen. Chem. (UDSSR)* 3:144-163. 1933.
10. GREENLAND, D. J. Nitrate fluctuations in tropical soils. *J. Agric. Sci.* 50:82-91. 1958.
11. HARDY, F. Seasonal fluctuations of soil moisture and nitrate in a humid tropical climate. *Trop. Agriculture* 23:40-49. 1946.
12. JENNY, H. Comparison of soil nitrogen and carbon in tropical and temperate regions. *Miss. Agric. Exp. States. Bull.* 765. 1961. pp. 5-31.
13. KANEHIRO, Y., et al. The seasonal variations in pH of Hawaiian soils. *Hawaii Agric. Sta. Tech.* 14. 1951. pp. 10-11.
14. MOORE, A. W. Changes in soil moisture and organic matter under different covers at Ibadan, Nigeria. *Plant and Soil* 27:463-467. 1967.
15. RAO, G. G. Newer aspects of nitrification. *J. Soil Sci.* 38:143-158. 1934.
16. SCHALSCHA, E. et al. Effect of drying on volcanic ash soils in Chile. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29:381-382. 1965.
17. SWINDALE, L. D. The properties of volcanic ash soils. In IICA Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas en América Latina. Turrialba, Costa Rica. 1969.
18. ULRICH, B. Kationen austauschgleichgewichte. *Z. Pflanzenernäh, Düng. Bodenkunde* 113:141-159. 1966.
19. WETSLAAR, R. Nitrate distribution in tropical soils. I y II. *Plant and Soil* 15:110-120, 121-133. 1961.

# SOME EXCHANGE ADSORPTION AND FIXATION PROPERTIES OF AMORPHOUS VOLCANIC ASH SOILS OF HAWAII 11

Y. KANEHIRO AND D. T. MIKAMI 2/

## Introduction

Volcanic ash soils comprise a large percentage of the soils of Hawaii, especially in the younger geological sections of the State. X-ray amorphous material, such as hydrous aluminosilicates and hydrous oxides of aluminum and iron, dominates the mineral make-up in many of these soils. The amorphous material ranges from gels to poorly ordered layer silicate minerals, as well as fresh and weathered remnants of volcanic glass.

The dominant constituent(s) of amorphous material that is found in a volcanic ash soil is determined by the environment in which the soils has formed. In Hawaii the climatic factor, mainly rainfall, largely determines the nature of the amorphous material. The vast majority of volcanic ash soils are Inceptisols. Four Great Groupps of Inceptisols are found: Vitrandepts, Eutrandedpts, Dystrandedpts and Hydrandedpts. Rainfall increases in the direction from the Vitrandepts (dry) to the Hydrandedpts (wet). In the dry to subhumid environment weathering has not been as intense as in the wet environment. The soil system is also relatively rich in silica and the bases. In the wet system, weathering is likely to be rapid and intense and occurs in a more acid and silica-poor environment. In the first situation the amorphous material is likely to be volcanic glass, which is primarily fresh or slightly weathered, as well as hydrous aluminosilicates, together with remnants of primary minerals, such as feldspars and pyroxenes. Organic matter is likely to be moderately high. In the second situation hydrous oxides of aluminum and iron, as well as hydrous aluminosilicates, will dominate the amorphous fraction. Organic matter will be high and will remain relatively high even in the subsoil.

It is generally agreed that volcanic ash soils that contain predominantly amorphous material show great chemical activity. A large part of this is associated with the great surface area that amorphous colloids possess. Because of this high activity and other unusual chemical properties, means other than conventional methods of interpretation must often be used when working with these soils. The purpose of this study was to obtain further data and to get a better insight on the ion exchange, adsorption, and fixation properties and reactions of these dominantly amorphous Hawaiian volcanic ash soils. To better illustrate the properties and behavior of amorphous volcanic ash soils developed under different rainfall conditions, soils from ustic and udic moisture regimes were sampled. The ustic regime is represented by the Naalehu silty clay and Pahala fine sandy loam (both Typic Eutrandedpts) while the udic regime is represented by the Akaka silty clay (a Typic Hydrandedpt).

## Materials and Methods

### Soils Used:

Three Hawaiian soils, Akaka silty clay (Typic Hydrandedpt), Pahala fine sandy loam (Typic Eutrandedpt), and the Naalehu silty clay (Typic Eutrandedpt), sampled from the Island of Hawaii were used for this study. The Akaka soil, chosen to represent an udic moisture regime, has developed from volcanic ash under conditions of over 5000 mm annual rainfall. This soil is a member of the thixotropic isomesic family of Typic Hydrandedpts. It is dominantly amorphous and contains large amounts of hydrated oxides of Fe and Al, hydrous aluminosilicate, and organic matter (organic C = 15%). pH of the surface soil usually ranges from 5.0 to 6.0. Very little exchangeable bases remain in this soil. The Pahala and Naalehu soils represent an ustic moisture regime and have developed from volcanic ash under an annual rainfall of about 900-1500 mm. These soils are members of the medial, isothermic family of the Typic Eutrandedpts. They are also dominantly amorphous

1/ Part of a thesis submitted by the junior author in partial fulfillment of the requirements for a Master of Science degree at the University of Hawaii.

2/ Professor of Soil Science and former graduate student, Department of Agronomy and Soil Science, College of Tropical Agriculture, University of Hawaii.

but because weathering has been less intense in these soils, there is less secondary amorphous material development than in the Akaka soil. Some primary minerals, such as feldspars, olivine, pyroxenes and iron oxides, are found in these soils with appreciable amounts of fresh and weathered glass. In spite of the relatively low rainfall, organic matter in the surface soil is moderately high (organic C = 5%). pH of these soils usually ranges from 6.5 to 7.5. Base saturation is very high.

Other soils, which are not dominantly amorphous in nature and developed from volcanic basalt rather than ash were included in selected parts of this study for comparative purpose.

#### Procedures:

X-ray analysis was determined on the less than 2 micron fraction after potassium and magnesium saturation and after orientation on a glass slide, using a Norelco X-ray diffractometer with copper  $K\alpha$  radiation and nickel filter. The sand silt fractions were run as powder samples in an aluminum holder. These fractions were further run as a smear on a glass slide after differential dissolution analysis (d.d.a.), following the method of Hashimoto and Jackson (12). Extractable silica and alumina of soils and their fractions were also determined by differential dissolution analysis.

Total chemical analysis was carried out by determining  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $CaO$  and  $MgO$  after  $Na_2CO_3$  fusion;  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$  and  $K_2O$  after  $HF-H_2SO_4$  digestion.  $Al_2O_3$  was obtained from the difference between  $R_2O_3$  and the oxides of iron, titanium and phosphorus.

The cation exchange capacity (CEC) of the soils and size fractions was determined by the 1N ammonium acetate method at pH 7.0. The ammonium was displaced with 4% KCl and the displaced ammonium was determined in a micro-Kjeldahl steam distillation apparatus followed by titration with a standard acid. The CEC delta value of the deferrated whole soil, sand, silt and clay fractions of the Naalehu and Pahala soils was determined by the method of Aomine and Jackson (2). In studies to find out the effects of concentration and pH of exchange ammonium solution on cation exchange capacity (CEC) or anion exchange capacity (AEC), Schofield's procedure (22), as slightly modified by Wada and Ataka (28), was used. Ammonium fixation studies were carried out using the method of Allison et al. (1). Ammonium fixation is defined in this study as that reaction in which adsorbed ammonium is retained against 1N KCl extrac-

tion. The influence of various anions on cation and anion exchange/adsorption was determined by treating soil samples with 1M KCl, 0.5M  $K_2SO_4$  and 1M  $KH_2PO_4$ . The treated samples were determined for: 1. CEC by using 1N ammonium acetate at pH 7.0 and; 2. anion adsorption as measured with 0.01 and 0.1N concentrations of  $KNO_3$ . Nitrate determination was carried out by micro-Kjeldahl distillation of ammonia after nitrate reduction with Devarda alloy.

## Results and Discussion

### Chemical and mineralogical properties

To characterize the chemical and mineralogical properties of the Naalehu and Pahala soils and to determine the mineral(s) fixing ammonium, total chemical analysis, extractable silica and alumina analysis (by differential dissolution analysis), X-ray diffraction and petrographic studies were carried out, in addition to cation exchange and ammonium fixation analyses.

Total chemical analysis data on the deferrated, organic matter-free whole soil, sand, silt and clay fractions of the Naalehu (150-165 cm) and Pahala (64-91 cm and 132-145 cm) soils are given in Table 1. The data show that no apparent large differences exist among the deferrated, organic matter-free whole soils and sand, silt and clay fractions of the three samples analyzed. They also show that these soils are relatively high in silica and bases and low in iron and aluminum, thereby reflecting the development of these soils in an ustic moisture regime.

Table 2 shows data on extractable silica and alumina for these two soils, as well as the montmorillonitic Lualualei, micaceous Olokui and kaolinitic Molokai soils. These chemical data will be discussed in relationship to cation exchange and ammonium fixation in later sections.

X-ray diffraction diagrams of the Pahala soil are presented in Figures 1 and 2. (The diagrams of the Naalehu soil were almost identical to those of the Pahala soil and are not shown). The primary mineral most frequently appearing in the various fractions was plagioclase feldspar. The dominant component of these fractions was generally X-ray amorphous with the exception of hallosite in some horizons of this soil. A relatively prominent 020 (hk1) reflection band near  $20^\circ 2\theta$

(4.44 Å) consistently appeared in all fractions,



suggesting the presence of some layer silicate mineral. This is in keeping with the belief that amorphous material, such as allophane, precedes the formation of layer silicate minerals, such as halloysite, in the weathering sequence of ash to allophane to halloysite (9,24). Besoain (4) reported finding halloysite associated with allophane, principally in deep older layers of volcanic ash soils of Chile. In some cases small amounts of montmorillonite and micaceous minerals were also found.

#### Cation exchange capacity of Naalehu and Pahala soils and their size fractions

The CEC values of the untreated Naalehu and Pahala soils, hydrogen peroxide-treated soils, deferrated soils and size fractions of the two soils are given in Table 3. A general decrease in CEC for the surface horizons occurred after organic matter removal by hydrogen peroxide oxidation. However, a small increase in CEC was noted for the lower horizons. Aside of the three upper horizons in the Pahala profile, deferration increased CEC. Very high values were obtained for the sand and silt fractions of these soils. This is contrary to the generally accepted idea that CEC is low in the sand fraction of soils.

The clay fractions demonstrated a very high capacity to adsorb cations. In an earlier work Kelley and Page (15) found two samples from Naalehu and South Point, Hawaii, with CEC of 120 and 88 me./100 g., respectively (the soil found in the latter location is today classified as an Eutrandept as are the Naalehu and Pahala soils). They attributed the high to the amorphous mineral in these soils.

CEC delta values are presented in Table 4. The values were largest for the clay fractions. These values were larger for the Pahala 132-145 cm horizon fractions than for the comparable fractions at the 64-91 cm depth. The delta values for these 64-91 cm fractions were close to the values for the Naalehu 150-165 cm fractions. CEC delta values were not correlated to the CEC of soils and their fractions (Table 3). A highly significant correlation ( $r = 0.824^{**}$ ,  $df = 8$ ) was obtained when the extractable silica and alumina contents (Table 2) were compared against the CEC delta values of the same horizons. This shows that some relationship exists between these two methods of amorphous material determination.

#### Ammonium fixing capacity of Naalehu and Pahala soils and their size fractions

The ammonium fixing capacity was studied in untreated soils, hydrogen peroxide-treated

soils, deferrated soils and size fractions with two rates of ammonium chloride solution (10 and 50 me. ammonium per 100 g. soil) in the complete soil profile samples of the Naalehu and Pahala soils and in selected horizons of the montmorillonitic Lualualei, micaceous Olokui, and kaolinitic Molokai soils. The results of Table 5 and 6 show that as much as a 100% increase in ammonium fixation occurred when the rate of ammonium application was increased from 10 to 50 me. per 100 grams soil. This was very evident especially in the 64-91 cm. horizon of the Pahala soil. The 50 me. per 100 g. rate was found to be a maximum beyond which fixation decreased.

The results of this study show that the Naalehu and Pahala profiles have some capacity to retain ammonium against N KCl extraction. The amount fixed in selected horizons and treatments was equal to or exceeded that fixed by the montmorillonitic Lualualei and micaceous Olokui soil.

The data in Tables 5 and 6 show that ammonium fixation before and after hydrogen peroxide oxidation of the organic matter was not noticeably different. In fact, only a slight increase or decrease occurred in the capacity of the Naalehu and Pahala soils to fix ammonium into nonexchangeable form. This implies, at least for these soils, that ammonium fixation is not due to the reaction of ammonium with soil organic matter. Free iron removal increased the ammonium fixing capacity to some extent. The most noticeable increase occurred in the 64-91 cm horizon of the Pahala soil, demonstrating the high fixing capacity of this particular horizon. Ammonium fixation by the deferrated sand, silt and clay size fractions shows that as in the whole soil, the highest fixation occurred in the Pahala (64-91 cm) horizon. The Naalehu (150-165 cm) horizon also had a high ammonium fixing capacity. In both horizons and with both concentrations, the silt fraction had the highest fixation, followed by the sand and clay fractions, respectively.

In the crystalline soils, the highest fixation occurred in those soil horizons that were predominantly micaceous (Olokui) and montmorillonitic (Lualualei). The kaolin soil (Molokai) fixed little ammonium.

Statistical examination of the data showed that a highly significant correlation ( $r = 0.627^{**}$ ,  $df = 73$ ) existed between CEC and ammonium fixation obtained with the 50 me. ammonium per 100 g. rate. A better correlation could have been obtained if the obvious non-relationship of the clay fraction to ammonium fixation was not included in the statistical analysis. A corre

lation coefficient of 0.832, highly significant at the 1% level, was shown when CEC of only the untreated whole soil was analyzed against ammonium fixation.

There was no obvious relationship between the chemical composition of the samples (Table 1) and their capacity to fix ammonium. Table 2 shows that considerable amounts of silica and alumina were dissolved in the horizons studied. Some relationship between ammonium fixation and amorphous material constant is shown -- the lower the extractable silica and alumina content, the greater the ammonium fixing capacity.

#### **Effect of concentration of salt solution on cation and anion exchange capacities of Akaka soil**

Figure 3 shows that cation exchange capacity (CEC) increased from 10 to 68 me/100 g. as concentration of  $\text{NH}_4\text{Cl}$  increased from 0.25 to 1.0N, respectively, in the Akaka (20-40 cm.) soil. This increase was especially pronounced from 0.75 to 1.5N. Beyond 1.5N, CEC appears to be leveling off. Wada and Ataka (28) also noted increased CEC with increasing  $\text{NH}_4\text{Cl}$  concentration in allophane samples prepared from Japanese volcanic ash soils. These workers also found this concentration effect on CEC in halloysite but not for montmorillonite-illite. They discussed two different mechanisms of ion adsorption by these clay minerals. The first type depends on Coulombic forces between the ions and the clay particles and is applicable to adsorption by the montmorillonite-illite clay, although this type was noted to be found also with allophane and halloysite. The second type depends on non-Coulombic attraction which is not pH-dependent but depends on concentration of the exchange solution. Such attraction accounts for much of the CEC in allophane and halloysite colloids.

New Zealand soils containing allophane, "palagonite", and amorphous oxides were found to give CEC values which depend markedly upon concentration of ammonium solution (5). Adsorption of cations by these soils was noted to closely resemble the behavior of hydrated alumina prepared by precipitation. Physical adsorption of cations in these soils was proposed as being responsible to a greater or less extent for increases in CEC values as concentration of the ammonium solution was increased.

Figure 4 shows that anion exchange capacity (AEC) increased from 10 to 73 me./100 g. as concentration of  $\text{NH}_4\text{Cl}$  increased from 0.25 to 2.0N, respectively, in the Akaka (20-40 cm.) soil. The data of Table 8 also show that nitrate ad-

sorption was higher when 0.1N rather than 0.01N  $\text{KNO}_3$  was used as the exchange solution in this same soil.

Singh and Kanehiro (23) reported that nitrate adsorption in the abovementioned Akaka soil and in the kaolinitic Wahiawa soil follows a Freundlich type of adsorption isotherm. A highly significant correlation existed between the electrolyte concentration and the amount of  $\text{NO}_3^-$  adsorbed in these two soils. The adsorption increased consistently with each increment in electrolyte concentration. They found that the magnitude of adsorption was greater in the dominantly amorphous Akaka soil than in the kaolinitic Wahiawa soil.

Adsorption of anionic organic matter in the Akaka soil was observed to increase exponentially with increasing addition of carbon to the system by Briones (7). The adsorption isotherm followed a Freundlich type of isotherm. She reported that adsorption was greater in the gibbsite-rich subsoil than in the surface horizon of this Akaka soil.

Japanese investigators (28) have also observed increased AEC with increasing concentration of the exchange  $\text{NH}_4\text{Cl}$  solution in allophanic colloids. They proposed that non-Coulombic attraction between ions and clay particles plays a large role in increasing AEC under such conditions.

The adsorption of  $\text{NO}_3^-$  was also reported to be concentration-dependent and was described by a Langmuir type isotherm by Kinjo and Pratt (16) in their work on Andepts, Oxisols, and Alfisols from Mexico, Colombia and Brazil. Hassan et al. (13) showed that adsorption of sulfate fits the linear form of the Langmuir equation over a limited range of concentration in Hawaiian volcanic ash soils.

#### **Effect of pH of salt solution on cation and anion exchange capacities of Akaka soil**

Amorphous soils derived from volcanic ash and containing large amounts of allophane, hydrated iron and aluminum oxides and organic matter are known to be made up of colloids with variable charge or pH-dependent charge. Figure 5 shows that the magnitude of increase in CEC was much greater per unit rise in pH above than below neutrality in the Akaka (20-40 cm) soil. CEC rose from 65 (at pH 7.0) to 105 me./100 g. at pH 9.0. It took a 4-unit change in pH (from pH 3.0 to 7.0) to effect this same magnitude of increase in the acid range. Lai and Swindale (17) also noted that change in CEC between pH 4.0 and 7.0 was much less than that between 7.0 and 8.5 in four Hawaiian allophanic soils.

Wada and Ataka (28) reported increase in CEC between pH 5 and 7 in two samples of allophane prepared from two Japanese volcanic ash soils. This increase was attributed to an acquisition of negative charges probably due to dissociation of  $H^+$  ions from  $Si-OH$  groups with rise in pH. Fieldes (10) and Tan (26) similarly reported increasing negative charge as pH increased above 5 in allophanic soils from New Zealand and Indonesia, respectively.

AEC in the Akaka soil increased from 21 to 37 me./100 g. as pH was decreased from 9.0 to 2.0 (see Figure 6). There is a pronounced increase of 24 me./100 g. with only a unit decrease in pH from 2.0 to 1.0. Singh and Kanhiro (23) showed increasing  $NO_3^-$  adsorption with decreasing pH in this Akaka subsoil. They reported greater magnitudes of adsorbed nitrate in this dominantly amorphous Akaka soil than in the kaolinitic Wahiawa soil under comparable pH conditions. They attributed the greater adsorption in the former soil to the greater number of reactive  $OH^-$  groups in the allophane and hydrated iron and aluminum oxide fractions which give rise to positive adsorption sites. The fact that positive adsorption of nitrate took place at pH above 7 led them to conclude that positive charges in these soils exist even under alkaline conditions. The AEC data in Figure 6 substantiate this conclusion.

Briones (7) observed that amounts of humic and fulvic acids adsorbed by the Akaka soil was highest at low pH values and as the pH was increased adsorption decreased. Adsorption of these organic compounds was attributed to a chemical interaction between the soil colloids and carboxylic acids of organic matter.

Kinjo and Pratt (16) reported a sharp rise in  $NO_3^-$  adsorption as the pH of the equilibrium solution dropped to 3.5 from 6.0 and then adsorption leveled off in Andepts from Mexico and Colombia. Other investigators working with allophanic ash soils have reported similar increases in anion adsorption with decreasing pH. Wada and Ataka (28) reported appreciable increase in AEC when pH of the equilibrium solution of  $NH_4Cl$  was decreased from 7.0 to 5.0 in allophanic clays, while there was very little change in halloysite and montmorillonite clays at a comparable change in pH. Fieldes (10) also demonstrated increased anion retention with decreasing pH in allophane.

#### **Effect of ions on cation exchange capacity and nitrate adsorption in Akaka soil**

Table 7 shows that CEC was approximately tripled with the addition of phosphate. Mekar

and Uehara (18) similarly showed increased CEC of phosphated soils in the Hilo silty clay which is also a Typic Hydrandept. They calculated that each millimole of adsorbed phosphate increases CEC by approximately 0.8 me. at pH 7.0.

The other anions, chloride and sulfate, did not increase CEC. It was thought that sulfate would also displace hydroxyls and thereby increase CEC but this apparently did not happen. The reason for this failure of sulfate addition to increase CEC most probably must be due to the fact that the untreated Akaka soil was already very high in native sulfate content. Hassan et al. (13) and Mekar and Uehara (18) noted that Hydrandepts of Hawaii possess a high sulfate adsorption capacity and native sulfate content.

Mikami and Kimura (19) reported appreciable reduction in CEC after lime addition in the Akaka soil and in two Hawaiian Tropohumults. CEC measured 58.7 me. in the no-lime as compared to 52.0 me./100 g. in the limed Akaka soil, five months after application. The comparable values for the two Tropohumults were 17.6 reduced to 9.7 and 23.3 to 16.7 me./100 g. These two soils are also known to be high in oxides of iron and aluminum.

Table 8 shows that sulfate and phosphate additions decreased nitrate adsorption. This decrease was especially pronounced with the phosphated sample at both  $KNO_3$  concentrations. The reduction in nitrate adsorption with sulfate addition was more effective at the 0.01N than at the 0.1N  $KNO_3$  concentration. The chloride treatment increased nitrate adsorption and the increase was greater at the 0.1N than at the 0.01N  $KNO_3$  concentration. Mekar and Uehara (18) reported negative adsorption of nitrate and chloride ions when sulfate ions were added to a soil colloidal suspension of a Hawaiian Hydrandept which was initially net-positively charged. In their anion-exchange equilibria studies with two Andepts and one Oxisol from Mexico and South America, Kinjo and Pratt (16) reported that chloride was slightly preferred over nitrate and sulfate and phosphate were greatly preferred over nitrate. They found that negative adsorption of nitrate occurred when sulfate or phosphate exceeded certain concentrations.

#### **Additional Discussion and Conclusions Adsorption and fixation mechanisms**

Some explanation describing the source and mechanism of the high cation exchange capacity of the clay fraction and their obvious non-relationship to ammonium fixation is

needed in the Naalehu and Pahala soils. The data (Table 2) show that the extractable silica and alumina of the Molokai clay (kaolinite) and the sand, silt and clay fractions of the Naalehu and Pahala soils are extremely high. However, their cation exchange capacities and ammonium fixing capacities range from low to very high. Soils high in extractable silica and alumina are not always associated with high cation exchange and ammonium fixing capacities. This can be explained by the origin of their aluminum. Aluminum in halloysite is held in its structure in octahedral co-ordination. However, mineraloids or allophane differ from other clay minerals with respect to its aluminum which is held in its structure in tetrahedral co-ordination. This is supposed to be the main cause for its many unusual activities, one of them being its cation holding mechanism (10). Egawa (8) in describing the mechanism of ion adsorption of allophane described the shift of the coordination number of the octahedral aluminum to tetrahedral as being considered one mechanism by which the acidic nature originates.

The foregoing results with Naalehu and Pahala soils showed the definite capability of certain mineraloids to adsorb and fix large quantities of ammonium. It should be pointed out that adsorption and fixation reactions are not irreversible reactions and that these two reactions overlap each other. Tamimi et al. (25) have shown that fixation of ammonium in the presence of phosphate can occur by the formation of taranakite in amorphous soils of Hawaii. Fox et al. (11) reported that phosphorus adsorption/fixation is much higher in soils dominated by amorphous colloids than in those dominated by layer silicate minerals. Our data have shown that not all amorphous materials with high CEC have a high capacity to fix ammonium. Furthermore, it is generally believed that the adsorbing and fixing intensities of humus and amorphous material are generally weaker than those of crystalline clays. Birrell (5) has stated that retention of cations by amorphous aluminosilicates requires an alkaline medium; therefore, there is no mechanism for an effective fixation of cations like potassium in some volcanic ash soils within the normal soil pH range. The Naalehu and Pahala soils apparently do have enough of an alkaline medium to effectively fix ammonium. Their pH is generally about 7 and base saturation is high.  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  molecular ratios ranged between 3.10 and 4.00 in the sand, silt and clay fractions of the two high ammonium fixing horizons of the two soils (Table 1). Van Reeuwijk and de Villiers (27) have in fact demonstrated that synthetic aluminosilica gels fixed potassium against replacement by common alkali and alka-

line earth cations. They further reported that amounts of K fixed against exchange by a particular ion increased with total CEC and with the pH value at which K-saturation originally took place.

To add to the mineralogical information, the silt and sand fractions of the high ammonium fixing Naalehu (150-165 cm.) and Pahala (64-91 cm.) soils were examined by the petrographic microscope. Some feldspars, olivine, pyroxenes, and iron oxides were present in all samples but the most important single mineral relative to fixation was glass or its weathered equivalent. Weathered glass can be distinguished from fresh glass by a progressive increase in birefringence as the glass weathers. The non-crystalline and yet birefringent character of this material fits the definition of Wentworth's (29) palagonite. This amorphous material also fits the description of Birrell's (5) "palagonite". He reported this material as being formed from the weathering of basaltic glass and noted its presence in a soil from Aitutaki Island and also speculated on its presence in Pahala Ash soil. The ion exchange capacity of these samples can be largely attributed to this weathered glass and this value must be near 200 me. per 100 grams considering the sample is about 30-50% fresh glass, plant opal, feldspar, pyroxenes and iron oxide.

The difference in capacity to fix ammonium among mineraloids must arise through some fundamental mechanism. It appears that the origin of the charge on the colloid surface may be an important factor. Aluminum in volcanic glass is most probably tetrahedrally co-ordinated along with silicon. In this condition the charge unbalance created by the trivalent aluminum is satisfied by sodium, calcium and magnesium. These cations cannot undergo ion exchange and the cation exchange capacity of fresh glass would be low.

In soils, however, weathering of glass by hydration, hydrolysis and carbonation results in loss of the soluble cations leaving an open network of silica and alumina. This material is still amorphous, has a high charge density and now can, due to its openness, permit ion exchange.

It is further proposed that with further leaching and increased acidity, the aluminum alters to the more stable octahedrally co-ordinated hydroxide (gibbsite) or aluminosilicate (kaolin) and loses its capacity to fix ammonium. The 132-145 cm. horizon of the Pahala soil may represent weathering in this direction.

If, on the other hand, leaching is not too

intense and the pH is favorable, a large fraction of the aluminum atoms may remain in the fourco-ordinated state and give rise to a material similar to the Naalehu (150-165 cm.) and Pahala (64-91 cm.) soil. These two samples in some ways behave chemically like montmorillonite. Birrell (5) also noted that an amorphous colloid that formed under conditions of restricted leaching, which he called "palagonite", resembled montmorillonite chemically.

It is important to stress again the wide differences noted in the reactivity of amorphous material to ammonium. A mere identification of large quantities of amorphous material in a soil does not necessarily imply that it will fix ammonium.

#### Variable charge colloidal system

Mekaru and Uehara (18) have recently proposed the use of a theory of constant potential colloids in describing soil colloidal systems in Hawaii which are dominated by oxides or hydrous oxides of iron and aluminum and amorphous aluminosilicates. In such colloids charges arise at exterior lattice sources. These constant potential colloid types are more commonly called variable charge colloids or pH-dependent charge colloids. In such a system potential-determining ions, such as  $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $F^-$ , and  $PO_4^{---}$ , can alter surface charges. With this type of colloids, anion adsorption can occur either by way of non-specific anion adsorption or by specific ion adsorption (14). Anions are retained as counter ions in the diffuse layer or can enter into coordination with the oxide metal ion which involves displacement of one anion by another.

A method was described by Mekaru and Uehara (18) for determining net surface charge of a soil by taking soil pH measurement in water and in 1N KCl solution. They proposed the term  $\Delta pH$  as the difference between the pastes prepared with 1N KCl and water. Much of this concept on  $\Delta pH$  is based on Parks and DeBruyn's (20) work on the measurement of surface charge density of hematite as a function of pH in suspensions containing varying concentrations of  $KNO_3$ . These workers showed that when the hematite surface possess a net positive charge, pH increased with increasing  $KNO_3$  (an indifferent electrolyte) concentration. Conversely, pH decreased with increasing concentration when surface charge was net negative. At the zero point of charge pH was independent of concentration. Others (3, 30) have made similar studies for goethite and  $\alpha$ -alumina.

Mekaru and Uehara (18) emphasized that an indifferent electrolyte ion, such as chloride, be used to properly interpret  $\Delta pH$  values for net surface charge determination. A specifically adsorbed ion, such as sulfate, displaces hydroxyls coordinated to the metal oxide and will increase suspension pH. The phosphate ion is also known to behave similarly. The consequence of such displacement is an increase in negative charges which in turn will mean increased CEC. These two investigators reported that each millimole of adsorbed phosphate increase CEC by approximately 0.8 me./100 g. soil at pH 7.0 in the Hilo silty clay loam, a Typic Hydrandept that has many similar properties as the Akaka silty clay. The foregoing discussion does much to explain the increased CEC that was obtained with phosphate addition (Table 7). The failure of sulfate to increase CEC was most probably due to the fact that the soil surface was negatively charged. In a previous study it was shown that the Akaka subsoil horizons possess a negative  $\Delta pH$  (18). Sulfate has been shown to affect zeta potential of a mineral only when the surface is positively charged (21). Furthermore, it has been demonstrated by other Hawaiian workers that the Akaka soil contains a high amount of native adsorbed sulfate content (13).

This approach also helps to explain the reduction in CEC obtained after lime application and "fixation" of calcium in the akaka soil and two oxisols in Hawaii (19). Purcell and Sun (21) reported that when the colloidal surface was negatively charged, calcium ions rapidly reduced zeta potential, and at a concentration of  $10^{-3}$  moles per l. the potential was positive for all pH values. Calcium ions were attracted to the negative surface by both electrostatic and covalent forces.

Hawaiian soil that possess  $\Delta pH$  values near zero or even positive values are those that are high in oxides or hydrous oxides of iron and aluminum and other amorphous colloids (18). Such soils fall in the variable charge type and can best be described by a constant potential model. On the other hand, soils high in mica, montmorillonite, and vermiculite possess relatively high negative  $\Delta pH$  values and should be treated by a constant charge model. The Akaka soil fits in very well with the variable charge type model. The Pahala and Naalehu soils, although showing some chemical properties of a 2:1 layer silicate mineral, such as the ability to fix ammonium, still are dominantly X-ray amorphous and should also be treated as a variable charge rather than a constant charge model.

## Abstract

High cation exchange capacity values were obtained in sand, silt and clay fractions of two dominantly X-ray amorphous volcanic ash soils sampled from an ustic soil moisture regime. The amount of ammonium fixed by selected horizons in these two Typic Eutrandepts was equal to or exceeded that fixed by a montmorillonitic soil. The sand and silt fractions fixed about the same amount of ammonium as did their corresponding clay fraction. A highly significant correlation was found between CEC and ammonium fixation. Soils high in extractable silica and alumina are not always associated with high cation exchange and ammonium fixing capacities. Mineraloids are believed to be involved in ammonium fixation.

Cation exchange and anion exchange capacities increased with increasing  $\text{NH}_4\text{Cl}$  concen-

tration in a Typic Hydrandept, a dominantly X-ray amorphous volcanic ash soil sampled from an udic soil moisture regime. CEC increased with increasing pH, with magnitude of increase being greatest between pH 7 and 9. AEC increased with decreasing pH, with magnitude of increase being greatest between pH 2 and 1. CEC increased with phosphate addition; anion adsorption (as measured by nitrate adsorption) increased with chloride addition and decreased with sulfate and phosphate additions.

The use of a variable charge model is discussed in relation to Hawaiian soils dominated by oxides of hydrous oxides of iron and aluminum and amorphous aluminosilicates. The  $\Delta\text{pH}$  method for determining net surface charge of a soil is also described.

PAHALA SOIL

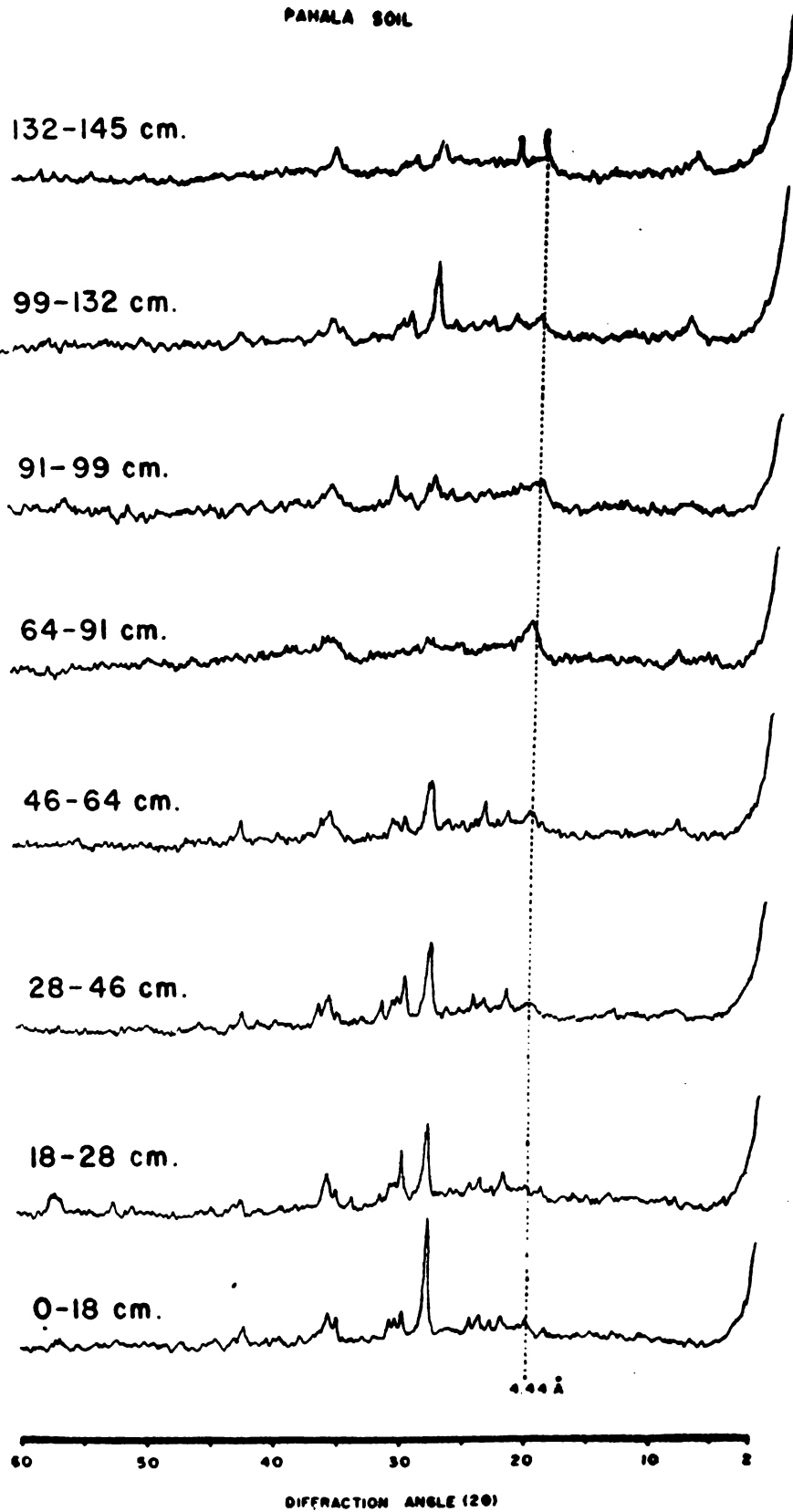


Fig. 1. Powdered X-ray diffraction diagrams of the deferrated, organic matter-free Pahala profile.

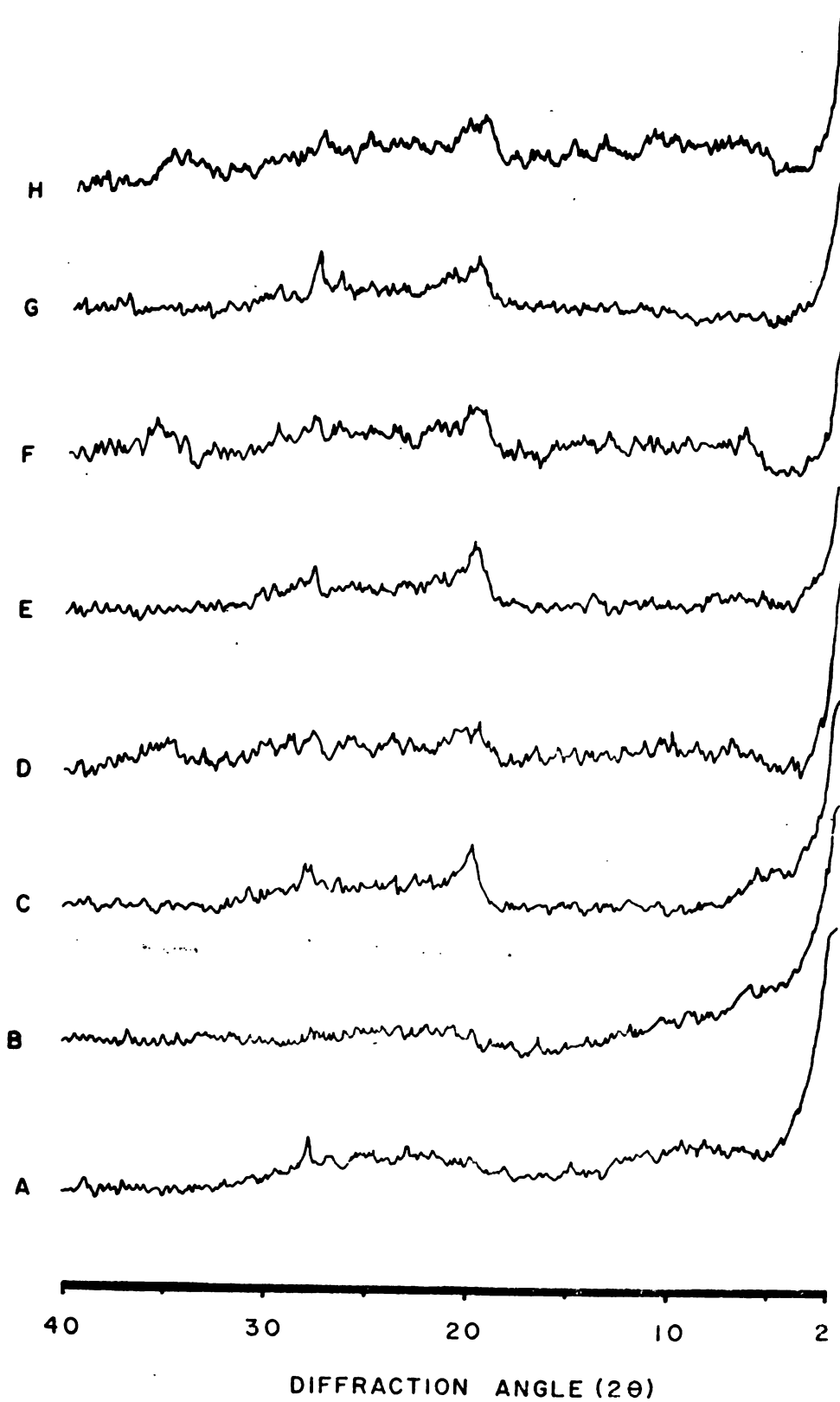


Fig. 2. X-ray diffraction diagrams of the 64-91 cm. horizon of the Pahala soil. The diagrams are: A. K-saturated, room temperature; B. Mg-saturated, glycolated; C. clay, before d.d.a.; D. clay, after d.d.a.; E. silt, before d.d.a. F. silt, after d.d.a.; G. sand, before d.d.a.; H. sand, after d.d.a.



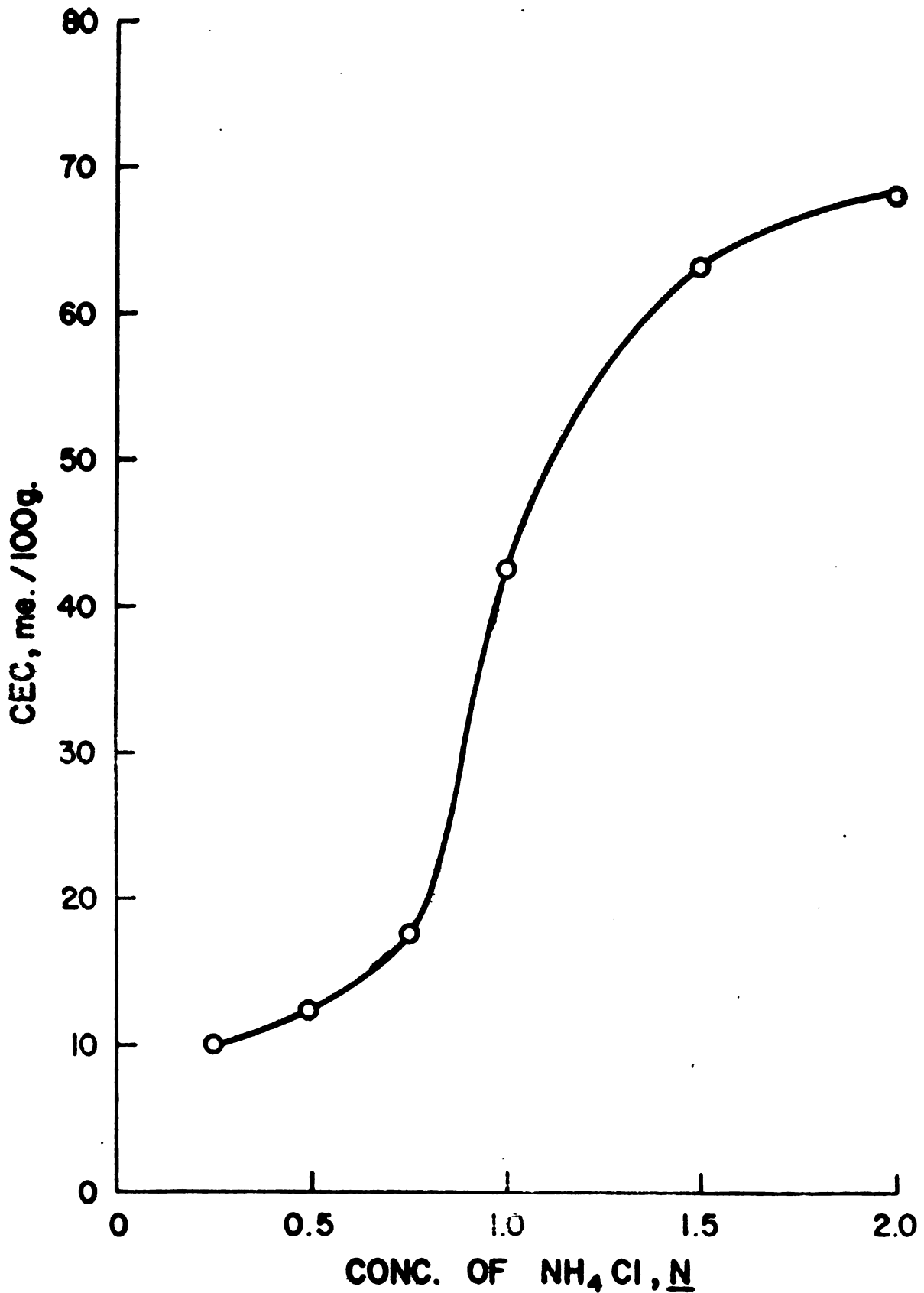


Fig. 3. Effect of  $\text{NH}_4\text{Cl}$  concentration on cation exchange capacity of the Akaka soil.

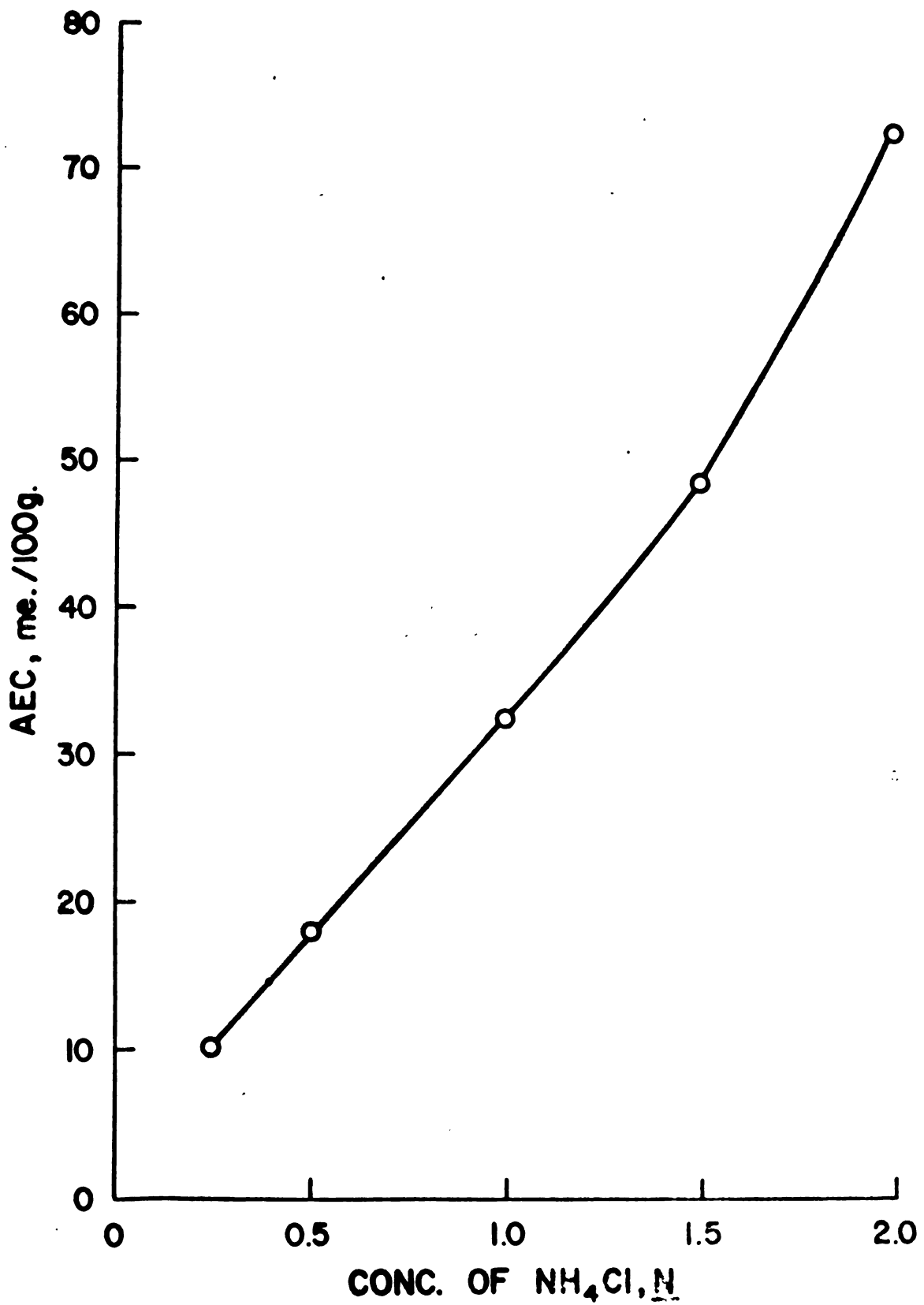


Fig. 4. Effect of  $\text{NH}_4\text{Cl}$  concentration on anion exchange capacity of the Akaka soil.

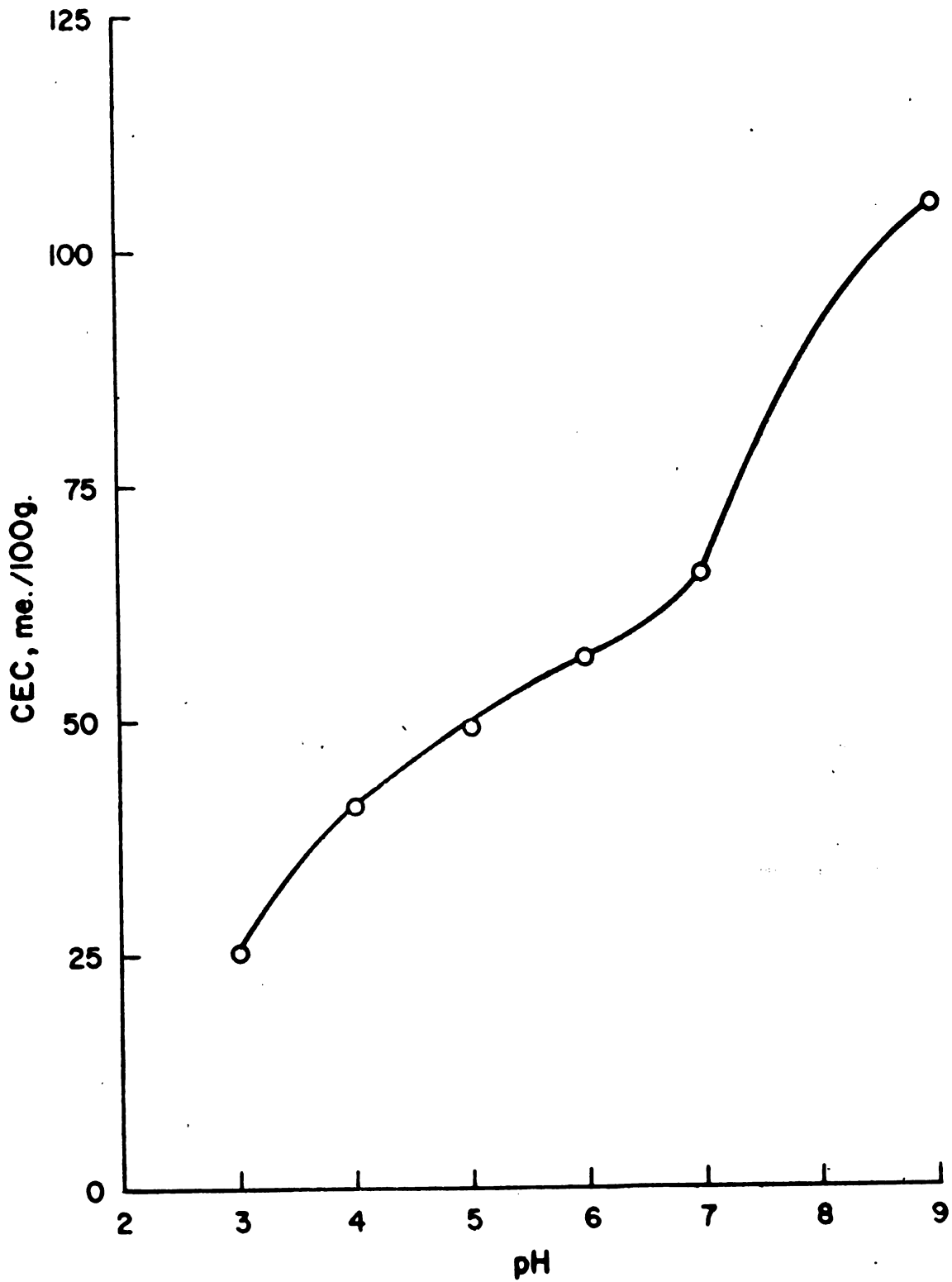


Fig. 5. Effect of pH of  $\text{NH}_4\text{Cl}$  solution on the cation exchange capacity of the Akaka soil.

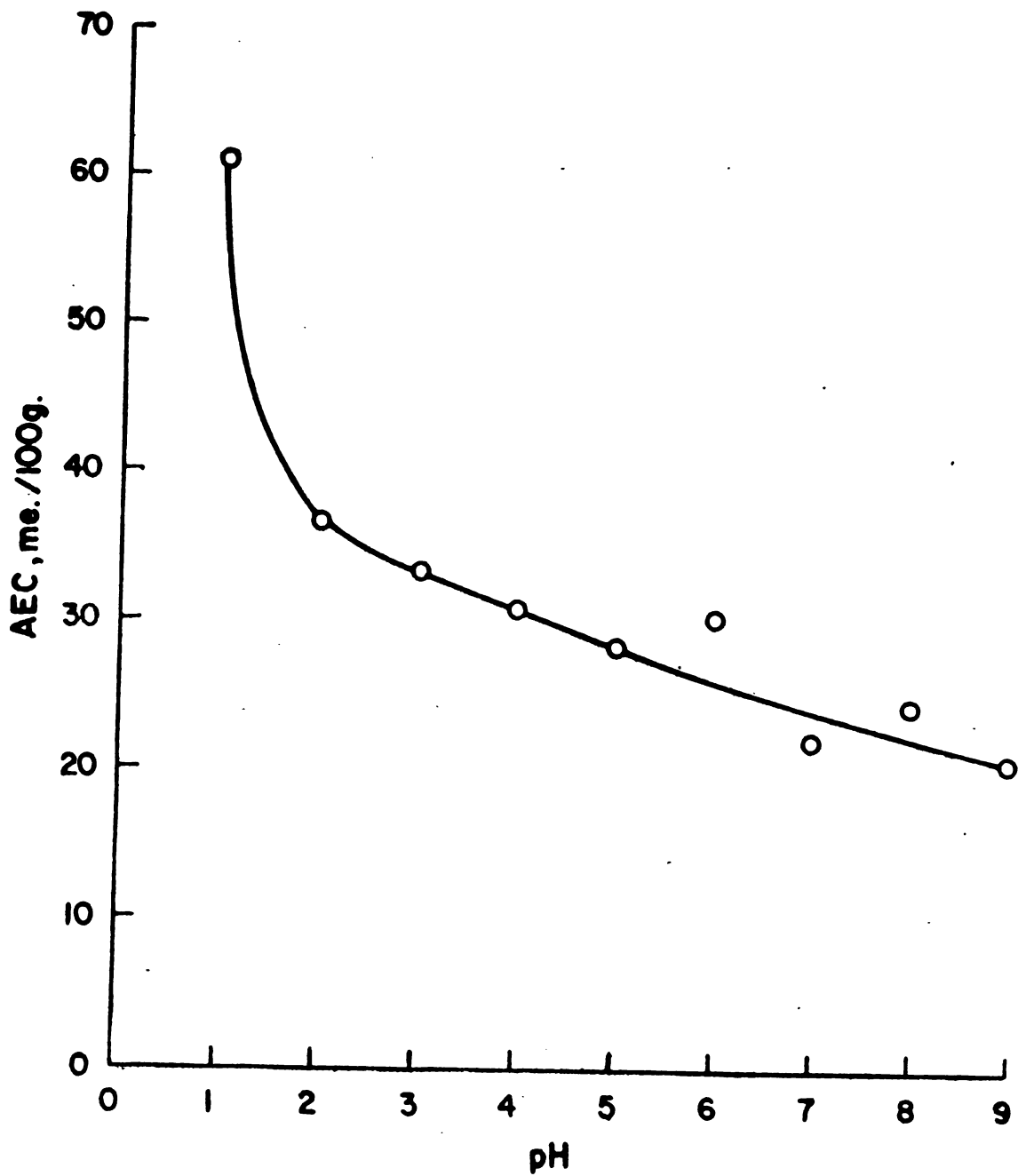


Fig. 6. Effect of pH of NH<sub>4</sub>Cl solution on the anion exchange capacity of the Akaka soil.

TABLE 1. Chemical Composition of Naalehu and Pahala Soils and Their Size Fractions

	Naalehu 150-165 cm.				Pahala 64-91 cm.				Pahala 132-145 cm.			
	def.	sand	silt	clay	def.	sand	silt	clay	def.	sand	silt	clay
SiO <sub>2</sub>	45.59	45.89	46.99	43.03	44.40	42.37	44.89	41.30	45.07	45.45	46.89	41.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	10.65	11.89	10.76	13.24	14.42	11.18	14.47	8.02	8.80	8.32	6.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.72	19.49	22.72	21.03	18.92	21.19	24.59	22.35	22.84	21.28	23.20	26.22
TiO <sub>2</sub>	2.04	2.42	2.24	2.59	2.15	3.37	3.62	4.21	2.28	2.21	2.34	2.66
CaO	1.87	2.65	1.67	.58	2.27	3.15	2.02	.91	3.23	3.65	3.92	.45
MgO	3.64	6.24	1.90	.90	2.74	3.15	2.60	1.21	4.16	6.59	3.42	.68
K <sub>2</sub> O	.15	.15	.18	.17	.26	.24	.20	.11	.14	.17	.17	.12
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.40	2.83	6.94	3.02	2.85	2.39	4.34	2.97	2.71	2.51	5.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.17	.11	.02	.09	.18	.11	.17	.05	.36	.23	.20	.37
MnO <sub>2</sub>	.03	.04	.03	.05	.04	.07	.06	.12	.04	.08	.09	.03
H <sub>2</sub> O+	10.70	8.80	9.76	12.90	11.23	9.30	9.77	12.25	11.18	9.24	9.52	14.91
Total	100.46	99.82	100.23	99.04	98.45	100.22	101.49	101.32	100.29	100.41	100.58	99.64
SiO <sub>2</sub>												
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.56	4.00	3.51	3.47	3.97	3.39	3.10	3.13	3.35	3.62	3.43	2.70

**TABLE 2. Extractable Silica and Alumina of Soils and Their Size Fractions by Differential Dissolution Analysis**

Soil	Depth, cm.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub> + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
		%			
Naalehu	150-165	def.	24.6	20.4	45.0
		sand	19.2	14.4	33.6
		silt	23.6	20.6	44.2
		clay	23.7	18.3	42.0
Pahala	64-91	def.	20.8	18.7	39.5
		sand	17.1	15.1	32.2
		silt	16.0	18.3	34.3
		clay	20.5	18.5	39.0
Pahala	132-145	def.	29.2	28.1	57.3
		sand	28.3	22.3	50.6
		silt	27.8	26.4	54.2
		clay	35.6	20.4	56.0
Lualualei	3-38	clay	9.9	4.2	14.1
Olokui	10-18	clay	2.6	6.8	9.4
Molokai	188+	clay	17.8	22.3	40.1

**TABLE 3. Cation Exchange Capacity of Naalehu and Pahala Soils and Their Size Fractions.**

Soil	Depth, cm.	Untrt. soil	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> -trt. soil	Def. soil	Def. sand	Def. silt	Def. clay
		me./100 g.					
Naalehu	0 — 28	52.2	43.9	57.0	26.0	34.7	106.3
	28 — 53	60.9	63.5	89.9	76.7	71.0	111.6
	53 — 137	67.0	70.4	102.4	78.5	87.6	111.2
	137 — 150	73.6	77.4	97.4	75.3	85.4	105.9
	150 — 165	75.1	77.5	104.7	91.0	95.4	116.1
Pahala	0 — 18	36.8	24.9	22.3	8.4	17.4	92.3
	18 — 28	31.7	26.3	27.8	11.3	22.6	102.5
	28 — 46	32.9	31.4	33.4	15.6	—	108.2
	46 — 64	39.3	42.3	49.2	29.5	37.9	105.1
	64 — 91	72.7	80.4	96.6	88.9	87.7	102.3
	91 — 99	53.4	58.5	68.4	61.6	58.8	91.9
	99 — 132	41.2	46.0	61.9	47.0	48.4	106.9
132 — 145	56.4	64.7	91.4	81.0	77.8	124.2	

TABLE 4. Delta cation exchange capacity of Naalehu and Pahala soils and their size fractions

Soil	Depth, cm.	Cation exchange capacity, me./100 g.		
		2% Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> treated (B)	NaOAc pH 3.5 treated (A)	Δ value (B-A)
Naalehu	150 — 165			
def.		92.6	77.1	15.5
sand		90.8	73.8	17.0
silt		100.6	84.8	15.8
clay		116.4	92.3	24.1
Pahala	64 — 91			
def.		97.7	83.4	14.3
sand		—	—	—
silt		95.5	78.7	16.8
clay		106.5	82.8	23.7
Pahala	132 — 145			
def.		99.4	63.0	36.4
sand		—	—	—
silt		85.5	55.1	30.4
clay		130.4	80.8	49.6

TABLE 5. Ammonium fixation capacities of soils saturated with 10 me./100 g. ammonium and oven-dried at 105 C. for 12 hours.

Soil	Depth cm.	Untrt. soil	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> trt. soil	me./100 g.			
				Def. soil	Def. sand	Def. silt	Def. clay
Naalehu	0 — 28	.42	.36	1.37	.48	.59	.83
	28 — 53	1.19	1.96	1.96	1.25	1.93	1.58
	53 — 137	1.49	1.61	2.08	1.55	2.14	1.19
	137 — 150	2.30	2.26	2.98	.60	1.60	1.58
	150 — 165	1.90	2.20	2.65	1.67	3.00	1.42
Pahala	0 — 18	.30	.36	.48	.18	.30	.77
	18 — 28	.41	.54	.63	.21	.36	.83
	28 — 46	.59	.71	.74	.42	.77	.95
	46 — 64	1.43	1.43	1.81	1.25	1.37	.60
	64 — 91	2.97	3.15	4.19	3.09	3.98	2.50
	91 — 99	1.84	2.26	2.08	1.07	1.55	1.55
	99 — 132	.71	.60	.83	.71	.62	.71
	132 — 145	1.07	.87	.89	1.01	1.07	1.31
Lualualei	3 — 38	2.32	1.37	—	—	—	—
Olokui	10 — 18	2.50	2.91	3.93	—	—	6.90
Molokai	188+	.30	—	—	—	—	.21

TABLE 6. Ammonium Fixation Capacities of Soils Saturated With 50 me./100 g. Ammonium and Oven-Dried at 105° C. for 12 Hours.

Soil	Depth, cm.	Untrt. soil	H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> trt. soil	Def. soil	Def. sand	Def. silt	Def. clay
me./100 g.							
Naalehu	0 — 28	1.19	.71	1.55	1.01	1.19	3.75
	28 — 53	1.96	2.50	2.86	2.74	2.91	3.15
	53 — 137	2.44	2.44	3.51	3.15	3.69	3.33
	137 — 150	5.47	4.94	5.95	1.17	3.15	4.46
	150 — 165	4.10	4.11	4.88	4.94	5.56	4.16
Pahala	0 — 18	.42	.45	.65	.42	.59	2.26
	18 — 28	.49	.65	.89	.59	.60	1.90
	28 — 46	.74	.83	1.43	.83	1.13	1.90
	46 — 64	1.78	1.61	2.44	1.96	2.06	2.02
	64 — 91	6.48	5.71	7.91	6.84	7.38	5.59
	91 — 99	3.27	3.15	3.57	2.26	3.03	2.97
	99 — 132	.95	1.13	1.55	.95	1.31	1.67
	132 — 145	1.31	1.05	1.61	1.13	1.31	1.78
Lualualei	3 — 38	5.71	—	—	—	—	6.78
Olokui	10 — 18	2.76	2.44	3.03	—	—	9.93
Molokai	188+	.65	—	—	—	—	.39

TABLE 7. Effect of chloride, sulfate and phosphate on the cation exchange capacity (CEC) of the Akaka soil (Data of W. Y. Shiroma)

Treatment	CEC ms./100 g.
Control	66.7
Chloride (KCl)	61.2
Sulfate (K <sub>2</sub> S <sub>4</sub> )	65.6
Phosphate (KH <sub>2</sub> P <sub>4</sub> )	183.6

TABLE 8. Effect of chloride, sulfate and phosphate on nitrate adsorption at 0.01 and 0.1N KNO<sub>3</sub> concentrations in the Akaka soil (Data of W. Y. Shiroma)

Treatment	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> adsorbed, me./100 g.
0.01N KNO <sub>3</sub> :	
Control	3.89
Chloride (KCl)	5.61
Sulfate (K <sub>2</sub> S <sub>4</sub> )	1.73
Phosphate (KH <sub>2</sub> P <sub>4</sub> )	1.51
0.1N KNO <sub>3</sub> :	
Control	9.84
Chloride (KCl)	32.50
Sulfate (K <sub>2</sub> S <sub>4</sub> )	8.12
Phosphate (KH <sub>2</sub> P <sub>4</sub> )	1.31



## LITERATURE CITED

1. Allison, F. E., Doetsch, J. H., and Roller, E. M. Ammonium fixation and availability in Harpster clay loam. *Soil Sci.* 72:187-200. 1951.
2. Aomine, S., and Jackson, M. L. Allophane determination in Ando soils by cation exchange capacity delta value. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23:210-214. 1959.
3. Atkinson, R. J., A. M. Posner, and J. P. Quirk. Adsorption of potential-determining ions at the ferric oxide-aqueous electrolyte interface. *J. Phys. Chem.* 71:550-558. 1967.
4. Besoain, E. Volcanic ash soils of Chile. Report on the "Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash", World Soil Resources Report No. 14, FAO, Tokyo. pp. 92-93. 1964.
5. Birrel, K. S. Some properties of volcanic ash soils. Report on the "Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash", World Soil Resources Report No. 14, FAO, Tokyo. pp. 74-81. 1964.
6. Birrell, K. S. and M. Gradwell. Ion-exchange phenomena in some soils containing amorphous mineral constituents, *J. of Soil Sci.* 7:130-147. 1956.
7. Briones, A. M. Nature and distribution of organic nitrogen in tropical soils. Ph. D. dissertation, Department of Agronomy and Soil Science, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii. 1969.
8. Egawa, T. 1964. Nature and properties of allophane. Report on the "Volcanic Ash Soils of Japan", Ministry of Agr. and Forestry, Japanese Government. pp. 38-43.
9. Fieldes, M. Clay mineralogy of New Zealand soils, Part 2. Allophane and related mineral colloids. *N. Z. J. of Sci. and Tech.* 37:336-350. 1955.
10. Fieldes, M. The nature of the active fraction of soils. *Trans. Intern. Soil Soc. Conf. New Zealand* pp. 3-19. 1962.
11. Fox, R. L., S. K. DeDatta and G. D. Sherman. Phosphorus solubility and availability to plants and the aluminum status of Hawaiian soils as influenced by liming. *Trans. Joint Meeting Comm. IV and V. Intern. Soc. Soil Sci. New Zealand.* pp. 574-583. 1962.
12. Hashimoto, I., and Jackson, M. L. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. Reprint from Seventh National Conference on Clay and Clay Minerals. Pergamon Press, New York. pp. 102-113. 1958.
13. Hassan, S. M., R. L. Fox, and C. C. Boyd. Solubility and availability of sorbed sulfate in Hawaiian soils. *Soils Sci. Amer. Proc.* 34:897-901. 1970.
14. Hingston, F. J., R. J. Atkinson, A. M. Posner, and J. P. Quirk. The specific adsorption of anions. *Nature* 215:1459-1461. 1967.
15. Kelley, W. P. and J. B. Page. Criteria for the identification of the constituents of soil colloids. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 7:175-181. 1942.
16. Kinjo, T. and P. F. Pratt. Nitrate Adsorption: II. In competition with chloride, sulfate, and phosphate. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:725-728. 1971.
17. Lai, S. H. and L. D. Swindale. Chemical properties of allophane from Hawaiian and Japanese soils, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33:804-808. 1969.
18. Mekar, T. and G. Uehara. Anion adsorption in ferruginous tropical soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (In press for 1972).
19. Mikami, D. T. and H. S. Kimura. Special features of limedeficient tropical soils. *Hawaii Farm Sci.* 13:10-11. 1964.
20. Parks, G. A. and P. L. de Bruyn. The zero point of charge of oxides. *J. Phys. Chem.* 66:967. 1962.
21. Purcell, G. and S. C. Sun. Significance of double bonds in fatty acid flotation-an electrokinetic study. *AIME Trans.* 226:6-12. 1963.
22. Schofield, R. K. Effect of pH on electric charges carried by clay particles. *J. Soil Sci.* 1:1-8. 1949.
23. Singh, B. R. and Y. Kanehiro. Adsorption of nitrate in amorphous and kaolinitic Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33:681-683.
24. Sudo, T. Clay mineralogical aspects of the alteration of volcanic glass in Japan. *Clay Min. Bul.* 2:96-106. 1954.
25. Tamimi, Y. N., Y. Kanehiro and G. D. Sherman. Ammonium fixation in amorphous Hawaiian soils. *Soil Sci.* 95:426-430. 1963.
26. Tan, K. H. The andosols in Indonesia. Report on the "Meeting on the Classification and Correla-

- tion of Soils from Volcanic Ash", World Soil Resources Report No. 14, FAO, Tokyo, pp. 30-35. 1964.
27. Van Reeuwijk and J. M. deVilliers. Potassium fixation by amorphous aluminosilica gels. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32:238-240. 1968.
28. Wada, K. and H. Ataka. The ion-uptake mechanism of allophane. Soil and Plant Food. 4:12-18. 1958.
29. Wentworth, C. K. Ash formation of the island of Hawaii. Hawaiian Volcano Observ. 3rd. Spec. Rept. Honolulu, 1938.
30. Yopps, J. A., and D. W. Furestenau. The zero point of charge of alpha-alumina. J. Colloid Sci 19:61-71. 1964.

#### Acknowledgements

Presentation of this paper by the author at the "II Panel on Volcanic Soils of America" conference held at the University of Narifio, Pasto, Colombia was made possible by funds from a 211(d) Grant AID/csd-2833, "To

strengthen the capabilities of the University of Hawaii in Special Problems of Tropical Soil".

This work was supported in part by the Western Regional Research Project no. W-31.

# ESTADO Y FIJACION DEL FOSFORO EN SUELOS VOLCANICOS DEL SUR DE COLOMBIA

RICARDO GUERRERO RIASCOS (+)

JAIME BURBANO HUERTAS (++)

TEOFILO CABRERA GUERRA (++)

## INTRODUCCION

Uno de los elementos que mayor atención ha recibido por parte de los investigadores es el fósforo. Las razones son muy conocidas: bajos contenidos, escasa solubilidad y, lo que se ha considerado más grave, el proceso de fijación o retención de este elemento cuando es adicionado al suelo.

Para el caso de los suelos derivados de materiales volcánicos, la magnitud del fenómeno de retención del fósforo ha resultado ser acentuadamente mayor que la que se presenta en otros tipos de suelos. Es así como en la literatura se encuentra información sobre la gran capacidad de fijación de fósforo de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Hawaii, Japón, Nueva Zelanda, Chile, Costa Rica (2, 4, 5, 13, 38, 42).

En relación a la naturaleza del fenómeno de fijación los autores están de acuerdo en que intervienen dos procesos: la adsorción física y la precipitación química. Hsu (29) señala que la fijación se debe principalmente a fenómenos de naturaleza química (precipitaciones). Igualmente, Fassbender (16) concluye, en un amplio estudio sobre la fijación del fósforo en suelos de la América Central, que la precipitación de fosfatos es más importante que su adsorción.

En cuanto a la magnitud y las formas de fijación, se ha encontrado que latosoles del Brazil retuvieron entre el 26,83 y 41,89% del P añadido (19), en tanto que suelos andosólicos de Costa Rica fijaban un promedio de 86,4% del fósforo añadido (16). Varios autores (9, 15, 17, 18, 46, 48) han encontrado que bajo condiciones de acidez, la retención ocurre predominantemente como precipitación hacia fosfatos de aluminio y hierro, representando entre 60,0 y el 95,0% de la retención total, en tanto que la precipitación hacia la fracción de P-Ca y la adsorción solo

representó un escaso porcentaje de la misma.

El presente trabajo forma parte del programa de investigaciones en suelos, que viene desarrollando la Facultad de Ciencias Agrícolas de la Universidad de Nariño, y tiene como objetivo estudiar las formas y fijación de fósforo en perfiles desarrollados sobre materiales provenientes de cuatro volcanes del Sur de Colombia y en suelos superficiales de cuatro regiones naturales, asociados con los mismos.

## MATERIALES Y METODOS

### Descripción General del Area

El estudio se realizó en los Departamentos de Cauca y Nariño al Sur de Colombia. El Departamento del Cauca está localizado entre  $0^{\circ}57' - 3^{\circ}19'$  latitud norte y  $77^{\circ}59' - 75^{\circ}48'$  longitud oeste del meridiano de Greenwich (35). El Departamento de Nariño está situado entre los  $0^{\circ}37' - 2^{\circ}43'$  latitud norte y  $79^{\circ}31' - 76^{\circ}47'$  longitud oeste del meridiano de Greenwich (49).

Se escogieron cuatro áreas volcánicas representativas, así: Puracé en el Cauca y Galeras, Cumbal y Doña Juana en Nariño. La localización de los perfiles estudiados y las condiciones ecológicas del lugar fueron las siguientes:

**Volcán Puracé:** Se tomaron muestras de dos perfiles ubicados a una distancia de 6 — 7 Km. de la cima del Volcán y a una altitud de 3.750 a 3.820 m.s.n.m., respectivamente. La formación ecológica corresponde a bosque muy húmedo montano (b m h — M) (34).

**Volcán Galeras:** Se tomaron muestras de dos perfiles a una distancia de la cima del Volcán de 5 — 7 Km. y a una altitud de 3.850 a 3.810 m.s.n.m., respectivamente. El relieve es montañoso y predomina el bosque muy húmedo montano (b m h — M) (34).

**Volcán Cumbal:** Se tomaron muestras de dos perfiles localizados a 4.420 y 3.340 m.s.n.m.,

(+ ) I. A. M. Sc. Profesor Asistente. Facultad de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño, Pasto, Colombia.

(++) Ingenieros Agrónomos.

respectivamente, en lugares donde predomina la formación ecológica de bosque húmedo montano (b h — M), a 4 a 5 Km. de la cima del Volcán (34).

**Volcán Doña Juana:** Las muestras de dos perfiles se obtuvieron a altitudes de 3.250 y 3.180 m.s.n.m. y a una distancia de 5 y 6 Km. de la cima. La formación ecológica corresponde a bosque pluvial montano (b p — M) (34).

De otra parte, se trabajó con muestras superficiales de 24 suelos influenciados por tres de los cuatro volcanes anteriores: Galeras, Doña Juana y Cumbal, ubicados en las siguientes regiones:

**Altiplano de Pasto:** Influenciado por el Volcán Galeras, está situado a una altura comprendida entre 2.500 y 2.800 m.s.n.m. Su temperatura promedio se aproxima a los 13,5°C y la precipitación a los 700 m.m/año. Ecológicamente pertenece a los bosques montano bajo seco y montano bajo húmedo. Geológicamente, está formado por una mezcla de material volcánico cascajoso constituido por brechas, bombas, tobas de lapilli y cenizas (7, 28).

**Región de Clima Medio:** Es una área de origen volcánico dominada por rocas eruptivas modernas provenientes de la actividad volcánica del fines del terciario hasta nuestros días (41). Los datos climatológicos son muy escasos. En Consacá (1.400 m.s.n.m.) la precipitación promedio es de 1.390 m.m/año y la temperatura promedio de 20°C. En general, la temperatura puede variar entre 18 y 22°C. y la precipitación entre 1.200 — 1.400 m.m/año. El área estudiada corresponde a las fajas montano-bajo y subtropical.

**Altiplano de Ipiales:** Geográficamente ocupa la parte meridional de la cuenca interandina, que configura el centro de la región; la parte sur de la vertiente oriental y parte del Altiplano de Túquerres - Ipiales (11). La zona del estudio tiene una temperatura que oscila entre 10 y 12°C, la precipitación varía entre 500 y 1.000.000 m.m/año y la altitud entre los 2.900 y 3.000 m.s.n.m. Se encuentran las siguientes formaciones vegetales: bosque húmedo montano (b h — M) y bosque seco montano bajo (b s — MB) (14).

**Sabana de Túquerres:** Está integrada por el Altiplano de Túquerres, Ipiales y se localiza al Sur-occidente de Colombia en el Sur del Departamento de Nariño (36). Ecológicamente se ubica como bosque húmedo montano. La altitud fluctúa entre 2.960 y 3.030 m.s.n.m. y su temperatura promedio es de 10 — 12°C. (14).

## Suelos

Son suelos relativamente jóvenes, del tipo A (B)C con porcentaje de arenas y limos que superan al de las arcillas. Tienen un elevado contenido de SiO<sub>2</sub> y la relación SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oscila entre 3,8 y 14,5, lo cual demuestra el escaso desarrollo de estos suelos, que aparentemente es ligeramente mayor en las áreas del Cumbal y Galeras que en las del Puracé y Doña Juana. La roca madre puede clasificarse como tobas andesíticas. (34).

En cuanto a su clasificación, se asemejan más a los vitrandepts (34), su reacción es ligeramente ácida, altos contenidos de C—orgánico y N—total, C.I.C. relativamente alta (AC—NH<sub>4</sub>); K—intercambiable alto y contenido de Ca, Mg cambiante, variables.

En el CUADRO 1 se presentan algunas características de los suelos de cuatro áreas volcánicas, correspondientes a Puracé, Doña Juana, Galeras y Cumbal, determinadas sobre las mismas muestras, bases del presente estudio, por López y Rodríguez (34). En el CUADRO 2 algunas características de los suelos de las cuatro regiones naturales incluidas en este trabajo y determinadas por Barros (3), Castro (8), González (27) y Feuillet y Feuillet (24).

## Métodos

Las fracciones minerales de fósforo se determinaron mediante la técnica de Chang y Jackson (10), con las modificaciones propuestas por Sen Gupta y Cornfield (43).

La capacidad de retención de fósforo se determinó mediante la técnica de Fassbender e Igue (20), determinándose el P colorimétricamente. Se utilizaron 5 g. de suelo.

Las formas de retención o "precipitación" hacia las fracciones minerales del P se obtuvieron de la diferencia entre los resultados del fraccionamiento después de agregar 500 p.p.m. de P., con agitación de 6 horas, y los correspondientes al fraccionamiento inicial. La suma de la retención hacia las diferentes fracciones se denominó "precipitación" total. La retención por adsorción se obtuvo de la diferencia entre la capacidad de retención total y la "precipitación" total.

Los valores de retención así obtenidos, se refirieron a porcentaje de la retención total.

El P—orgánico se determinó mediante la técnica de Saunders y Williams, descrito por Pantoja (39). El P—total se determinó por el método de fusión con carbonato de sodio, descrito por Jackson (30). El fósforo inerte se es-

timó por diferencia, al fósforo total se le restó la suma de las fracciones inorgánicas y orgánicas.

## RESULTADOS Y DISCUSION

### Estado del Fósforo

En el CUADRO 3 se presentan los contenidos promedios máximos y mínimos de las fracciones de fósforo en las regiones del Altiplano de Pasto, clima medio (determinadas por Pantoja), Altiplano de Ipiales (determinadas por González 27) y Sabana de Túquerres (determinadas por Feuillet y Feuillet 24).

En términos generales, las concentraciones de las diferentes fracciones oscilan entre límites más o menos amplios pero esto es especialmente cierto para el caso del Altiplano de Ipiales.

La secuencia de las concentraciones promedio de las fracciones en cada clima y la secuencia de la concentración de cada fracción en los diferentes climas fue:

#### Altiplano de Pasto:

P—inerte > P—Al > P—Fe > P—orgánico  
> P—Ca—no—apat. >  
P—Ca apat. > P—Fac.—reemp.

#### Región de Clima Medio:

P—inerte > P—Al > P—Fe > P—orgánico  
> P—Ca—no—apat. >  
P—Ca apat. > P—Fac.—reemp.

#### Altiplano de Ipiales:

P—inerte > P—Al > P—Fe > P—Ca—apat.  
> P—orgánico  
P—Ca—no—apat. > P—Fac.—reemp.

#### Sabana de Túquerres:

P—inerte > P—Al > P—Fe > P—org. >  
P—Ca—apat.  
P—Fac. reemp. > P—Ca—no—apat.

P—TOTAL : Al—Pasto, (1.467,6 p.p.m.) >  
Al. Ipiales (835,8 p.p.m.)  
> Sabana de Túquerres (777  
,35 p.p.m.) > C. Medio (535,5 p.p.m.)

P—INERTE : Al—Pasto (765,6 p.p.m.) >  
S. Túquerres (395,96 p.p.m.)  
> C. Medio (287,84 p.p.m.)  
> Al. Ipiales (208,46 p.p.m.)

P—ORGANICO: Al. Pasto (136 p.p.m.) > Al.

Ipiales (99,71 p.p.m.) >  
> C. Medio (67,44 p.p.m.) >  
S. Túquerres (53,93 p.p.m.)

P—ALUMINIO : Al. Pasto (214,1 p.p.m.) >  
Al. Ipiales (189,87 p.p.m.)  
> S. Túquerres (188,0 p.p.  
m.) > C. Medio (66,59 p.p.m.)

P—HIERRO : Al. Pasto (207,4 p.p.m.) >  
Al—Ipiales (179,03 p.p.m.)  
> S. Túquerres (64,90 p.p.  
m.) > C. medio (48,46 p.p.m.)

P—Ca—no—apat: Al. Pasto (106,7 p.p.m.) >  
Al—Ipiales (45,70 p.p.m.)  
> C. Medio (34,72 p.p.m.) >  
S. Túquerres (17,61 p.p.m.)

P—Ca—Apat. : Al. Ipiales (100,81 p.p.m.) >  
S. Túquerres (39,11 p.p.m.)  
> Al. Pasto (27,1 p.p.m.) >  
C. Medio (23,10 p.p.m.)

Del anterior análisis se puede concluir que en las cuatro regiones estudiadas hay un predominio del P—inerte, P—Al y P—Fe sobre las fracciones orgánicas, cálcicas e intercambiables. Excepción hecha de los suelos de la Sabana de Túquerres, en las demás regiones la participación de los fosfatos de aluminio y hierro en el fósforo total es muy similar, fluctuando, para el P—Al, entre 12,49 y 22,71% y para el P—Fe entre 9,05 y 21,42%.

La participación de los fosfatos de calcio apatíticos y no apatíticos, en los fosfatos totales, es baja oscilando, para los no apatíticos, entre 2,26% y 7,26% y para los apatíticos entre 1,1% y 12,05%. La predominancia de una forma sobre la otra dependió de la región.

Además, resulta evidente que la participación, de los fosfatos orgánicos en los fosfatos totales fue baja (6,97% a 12,60%), en comparación a los valores reportados por Fassbender (22), Vieira y Bornemisza (47), Bornemisza e Igue (6) y Fassbender et al (23). Este resultado implica que los fosfatos inorgánicos superan varias veces a los orgánicos y podría explicarse, al menos en parte, por la metodología utilizada, pues de acuerdo a Bornemisza e Igue (6), el método de ignición no es muy eficiente en la recuperación del P—orgánico.

Excepción hecha de los suelos del Altiplano de Ipiales, al P—inerte constituye la mitad del P—total, lo cual indicaría, de acuerdo a la hipótesis de Chang y Jackson (10), que los suelos estudiados presentan un avanzado estado de desarrollo. Sin embargo, esto no es acepta-

ble en razón de la evidencia morfológica juvenil de los mismos. Más bien cabría aceptar que en razón del relativo equilibrio entre las fracciones P—Al, P—Fe y P—Ca (Apatítico + no apatítico), los suelos del clima medio y del Altiplano de Ipiiales tienden a presentar etapas intermedias de meteorización química.

Fassbender (16), en suelos volcánicos de América Central, llegó a conclusiones similares, en cuanto a la dominación del P—inerte y a la aparente contradicción entre este hecho y el escaso desarrollo morfológico de esos suelos.

Los suelos del Altiplano de Pasto presentaron el mayor contenido de fósforo total, pues, prácticamente, triplicó el contenido promedio encontrado en clima medio y duplicó los correspondientes a la Sabana de Túquerres y Altiplano de Ipiiales. Lo anterior resulta de las mayores concentraciones en todas las fracciones (excepción hecha del P—Ca apatítico) observada en esta región. Esta situación se explica en razón de la mayor riqueza en fósforo del material volcánico originado por el Volcán Galeras (que influencia directamente al Altiplano de Pasto) en comparación a los originados en los volcanes Cumbal y Doña Juana (34).

Otro hecho que resalta es la mayor concentración promedio de P—Ca apatítico en los suelos del Altiplano de Ipiiales, en donde la participación promedio de esa fracción en el P—total también fue la mayor (12,05%), superando varias veces las correspondientes a los suelos de las demás regiones. Este resultado se relaciona con las mayores concentraciones de Ca-intercambiable observadas por Parra (40) en el Altiplano de Ipiiales, en comparación al Altiplano de Pasto, lo que implicaría una mayor dinámica de este elemento en los suelos de Ipiiales.

Los suelos del Altiplano de Ipiiales presentaron la menor participación del P—inerte en el P—total, lo cual sumado a la relativa mayor importancia de los fosfatos de calcio indicaría un menor desarrollo genético de los suelos de esta área.

En general, la región de clima medio presentó las menores concentraciones de fósforo, en sus diferentes fracciones, lo cual seguramente relaciona con una mayor intensidad en los procesos erosivos generados por las acentuadas pendientes y mal manejo.

La fracción de fósforo fácilmente reemplazable es definitivamente baja en las cuatro regiones.

Los resultados del fraccionamiento de fósforo en perfiles de cuatro áreas volcánicas, se presentan en el Cuadro 4.

La secuencia de las fracciones para los horizontes superiores, expresada en % del P—total fue en promedio (CUADRO 5).

P—Al (36,37%) > P—inerte (29,84%) > P—Fe (15,45%)  
> P—orgánico (14,68%) > P—Ca Apat. (2,73%)  
>

P—Ca—no—apat. (0,52%)

Es decir, que la participación relativa de las diferentes fracciones en el fósforo total se asemeja a la encontrada en los suelos superficiales de las regiones naturales antes discutidas, en el sentido de que predominan el P—inerte, P—Al y P—Fe sobre las demás fracciones, sin embargo en este caso, la participación de los fosfatos de aluminio fue mucho mayor que en cualesquiera de las regiones (Ipiiales, Pasto, Túquerres, Clima Medio).

Por otra parte, la participación de los fosfatos cálcicos es muy baja y sensiblemente inferior a la encontrada en las regiones antes dichas, pero la participación del P—orgánico es muy similar.

Como se ve en el CUADRO 4, la distribución de las diferentes formas de fósforo en los suelos provenientes de materiales de diferente origen volcánico es, en general, bastante similar. Tal vez podría hablarse de una relativa mayor concentración de fósforo total en el perfil Doña Juana I.

El CUADRO 5 presenta resultados indicativos de que la concentración de P—Al, así como su participación en el P—total, es independiente de la profundidad en el perfil, para valores promedios. Por el contrario, la participación de los fosfatos de hierro tienden a aumentar con la profundidad. Los fosfatos de calcio apatíticos aumentan consistentemente con la profundidad. De acuerdo a Kalla (32), esto se debe a que hay una mayor actividad microbial en el horizonte superficial, lo cual incide en la mayor descomposición de la apatita por parte de los micro-organismos. Por último, como era de esperar, el P—orgánico disminuyó con la profundidad en el perfil.

#### Formas del P y su relación con algunas características del suelo

En el CUADRO 6 se presentan los coeficientes de correlación obtenidos entre las formas de P y algunas características generales de los perfiles de cuatro áreas volcánicas.

El P-orgánico disminuye ( $r = -0,449^{++}$ ) con el aumento del pH, seguramente en razón de la relación inversa entre pH y materia orgánica. Un incremento en el % de C-orgánico significó un aumento ( $r = 0,507^{++}$ ) en el P-orgánico. Relaciones similares fueron encontradas por Fassbender et. al (23) en suelos de Centro América.

Los fosfatos de calcio apatítico correlacionaron significativamente y en forma inversa ( $r = -0,626^{++}$ ) con el % de carbono orgánico. Posiblemente, al incrementarse el contenido de materia orgánica, se incrementa la actividad microbial y, por tanto, la descomposición de la apatita.

Los fosfatos de hierro se incrementan ( $r = 0,744^{++}$ ) con el contenido de arcillas. Este resultado concuerda con la apreciación de Kaila (33) en el sentido de que los suelos arcillosos presentan mayores concentraciones de hierro.

El fósforo aprovechable (Bray II) correlacionó muy bien con los fosfatos de calcio apatítico ( $r = 0,912^{++}$ ) y no apatíticos ( $r = 0,506^{++}$ ). Siendo relaciones positivas y, teniendo en cuenta que para los suelos estudiados el método Bray II parece ser adecuado en la extracción del P-asequible (26), cabría esperar que los fosfatos cálcicos sean las fracciones que más aportan fósforo a la planta.

No se encontraron relaciones significativas entre las fracciones de fósforo y las concentraciones de aluminio de cambio y  $Fe_2O_3$ . Otras correlaciones se discutirán más adelante.

#### Capacidad de retención de fósforo y sus formas

En los CUADROS 7 y 8 se presentan los porcentajes de retención de fósforo en sus diferentes formas, para suelos superficiales de cuatro regiones de Nariño y para perfiles de cuatro áreas volcánicas del Sur de Colombia, respectivamente.

La capacidad de retención de fósforo fue muy acentuada. Los promedios obtenidos indican que entre el 90,0 y el 99,0% del P-añadido fue retenido por el suelo. La variabilidad observada es mínima, lo que implica que los suelos de las diferentes regiones y perfiles estudiados son similares en su capacidad de retención de fosfatos.

Sin embargo, de acuerdo a los resultados, una gran proporción del fósforo así retenido está simplemente adsorbido al suelo. Esta retención por adsorción fue variable, pero en promedio podría afirmarse que, tanto en los

suelos superficiales de diferentes regiones andinas, como en los perfiles de los diferentes volcanes, el fenómeno de adsorción es responsable del 30,0 al 50,0% de la retención total. Estos valores son acentuadamente superiores a los encontrados por Fassbender (15, 16) (promedio 2,17%), en algunos andosoles de Costa Rica.

En lo relativo a la retención por "precipitación", cabe advertir que es posible que una buena proporción del fósforo incluido en esta forma de fijación puede no estar estrictamente precipitado. Esto es particularmente cierto para el caso del P-inerte.

La "precipitación" total varió entre límites más o menos amplios. En los perfiles de las cuatro áreas volcánicas (primer horizonte) la "precipitación" representó entre el 18,03% y el 90,61% de la fijación total, pero en promedio esta forma de retención respondió por el 54,81% de la retención total (CUADRO 9). En los suelos superficiales de las cuatro regiones Andinas la variabilidad fue menor y la "precipitación" representó entre el 52,78% y el 78,28% de la retención total. Evidentemente, estos valores son muy inferiores al promedio encontrado por Fassbender (16) (98,00%) en andosoles de Costa Rica y a los valores encontrados por diferentes y autores (9, 46, 48), quienes informan que la "precipitación" responde, aproximadamente, por el 90,0% de la retención o fijación total (CUADRO 10).

En términos generales, tanto la "precipitación" como la adsorción y retención total fue independiente de la profundidad en el perfil.

La "precipitación" hacia las diferentes fracciones varió entre límites relativamente amplios. Considerando los promedios (CUADRO 10), la secuencia obtenida para los suelos del Altiplano de Pasto, Altiplano de Ipiiales, Región de Clima Medio y Sabana de Túquerres, fue la siguiente:

P-Fe (29,64%) > P-Ca no ap. (13,19%) > P-Ca-apat. (12,35%) > P-Al (8,24%)

Aproximadamente, esta secuencia es válida para las cuatro regiones estudiadas.

La secuencia de "precipitación" hacia las diferentes fracciones en los horizontes superficiales de los perfiles ubicados en los volcanes Doña Juana, Puracé, Galeras y Cumbal, tomando los valores promedios, fue la siguiente:

P-Fe (30,27%) > P-Ca no apatítico (9,43%) > P-Ca apat. (6,58%) > P-Al (0,0%)

Como se ve, la secuencia obtenida en este caso es idéntica a la anterior.

Los fosfatos de hierro constituyeron la fracción más importante de "precipitación" para los suelos estudiados. Los promedios obtenidos resultaron superiores al encontrado por Fassbender (16) en suelos volcánicos de Costa Rica (14,40%), pero menores al obtenido por el mismo autor (19) en latosoles del Brazil (63,0%).

La dominancia de la retención hacia el hierro implica que los suelos estudiados presentan altas cantidades de hierro activo. En efecto, algunos autores (12, 31) han encontrado altos valores de hierro intercambiable en suelos del Altiplano de Pasto y Sabana de Túquerres.

Los fosfatos de calcio le siguieron en importancia al hierro como formas de "precipitación". Los promedios obtenidos son superiores al reportado para suelos volcánicos de Costa Rica (1,64%) (16, 17).

La participación de la "precipitación" del P adicionado hacia los fosfatos de aluminio en la retención total, resultó menos importante, para el caso de los suelos superficiales de las cuatro regiones andinas, y nula, para los perfiles de cuatro volcanes del Sur de Colombia, que la observada en suelos volcánicos de Centro América (73,23 a 85,24%) (15, 16, 17) y por otros autores en suelos ácidos.

Lo anterior resulta sorprendente; sin embargo, es probable que, al menos parcialmente, la situación se explique a causa de las diferencias en la metodología utilizada.

Así, Jiménez y Ocampo (31), concluyen que, cuando se sigue la metodología de Chang y Jackson (10), la fracción de fósforo unida al aluminio vendrá aumentada por los fosfatos de calcio no apatíticos y, por tanto, los valores de esta fracción serán mucho más altos que los obtenidos cuando se usa ácido acético para extraer previamente los fosfatos mono y dicálcicos en la metodología modificada por Sen Gupta y Cornfield (43), utilizada en el presente estudio.

#### Relaciones entre los parámetros de retención y algunas características edáficas

De acuerdo a los resultados que le presentan en el CUADRO 11, los óxidos de hierro ( $Fe_2O_3$ ) incrementaron significativamente ( $r = 0,386+$ ) la "precipitación" total, como también la "precipitación" hacia los fosfatos de hierro ( $r = 0,388+$ ). Esta última relación se presenta en la Figura 1 e indicaría que entre mayor es

el contenido de  $Fe_2O_3$  en el suelo mayor será la intensidad de la precipitación y que los valores de  $Fe_2O_3$  permiten una estimación adecuada de la actividad de los iones de hierro en los procesos de "precipitación" de fosfatos en los suelos estudiados. Relaciones similares han sido encontradas por Fassbender (18), en suelos de América Central, MACKORAH (1) en suelos de Ghana y Chu y Sherman (13) en suelos del Hawaii.

Los fosfatos de aluminio correlacionaron significativamente ( $r = 0,514++$ ) y en forma positiva con la precipitación total (Figura 2). Este resultado indica que el P—Al está relacionado a su vez con factores que gobiernan el fenómeno de "Precipitación" de P., implicando que entre mayor sea la concentración de fosfato de aluminio en el suelo mayor será la intensidad del fenómeno de "precipitación". Esta correlación es reforzada por la relación negativa y altamente significativa ( $r = -0,534++$ ) encontrada entre el fósforo aprovechable y los fosfatos de aluminio (Cuadro 6).

La concentración de  $SiO_2$  en los suelos estudiados tiende a disminuir significativamente ( $r = -0,382+$ ) la capacidad de retención total. Igualmente, un incremento en el contenido de  $SiO_2$ , significó una disminución significativa ( $r = -0,429+$ ) de la "precipitación" total (Figura 3).

Lo anterior indica que la sílice induce una disminución en la intensidad de la "precipitación" de los fosfatos, especialmente la "precipitación" hacia los fosfatos de hierro ( $r = -0,558++$ ) (Figura 4), cuya ecuación de regresión indica que por cada 10,0% de incremento en el contenido de  $SiO_2$ , la "precipitación" hacia los fosfatos de hierro disminuye en un 11,20%. Como consecuencia, estos altos contenidos de  $SiO_2$ , conllevan una baja intensidad en el fenómeno de "precipitación" y un incremento en el P—aprovechable a la planta. Así lo demuestra la correlación positiva altamente significativa ( $r = 0,691++$ ) entre  $SiO_2$  y P—aprovechable (Bray II) (Cuadro 6) que se presenta en la Figura 5.

Esta circunstancia explica los resultados obtenidos por algunos autores (21, 25, 44) sobre los incrementos significativos en la producción vegetal como resultado del uso de compostos silicatados.

De otra parte, las relaciones, estadísticamente detectables y positivas, entre  $SiO_2$  y las fracciones de P—Ca no apatítico ( $r = 0,412+$ ) y P—Ca apatítico ( $r = 0,581++$ ) (Cuadro 6), dan consistencia a la apreciación de que los fosfatos de calcio parecen ser los que más contribuyen a la nutrición fosfatada de la planta.



Las correlaciones más interesantes son las obtenidas entre los parámetros de retención y los niveles de P—aprovechable (Bray II), ya que estas correlaciones indican cuál de los parámetros de retención, describen mejor el fenómeno de fijación de fosfatos en relación a la aprovechabilidad del fósforo para la planta.

Así, no se encontró significancia ( $P > 0,05$ ) entre la capacidad total de retención y el P—aprovechable. En cambio, la correlación entre el P—aprovechable, original en el suelo y la retención total por precipitación fue negativa y altamente significativa ( $r = - 0,629^{++}$ ) (Figura 6). De la misma manera, el P—aprovechable relacionó inversamente con “precipitación” hacia los fosfatos de hierro ( $r = - 0,511^{++}$ ), lo cual resulta lógico en razón de que esta fracción fue la que mayor participación tuvo en el fenómeno de fijación de fosfatos.

Por el contrario, la retención por adsorción correlacionó directamente con el P—aprovechable ( $r = 0,632^{++}$ ).

Las evidencias aportadas suponen que la sola determinación de la capacidad de retención total no describe el fenómeno en relación a la disponibilidad de P—aprovechable. En cambio, el parámetro de “precipitación” total parece ser una medida adecuada para describir la fijación de P en término de significado real para la planta. Esta conclusión se afianza en el hecho de que la extracción del P—

aprovechable mediante el método Bray II utilizado en el estudio, parece ser eficiente para los suelos volcánicos del área estudiada (26).

El fenómeno de la adsorción, por el contrario, no puede considerarse, en términos prácticos, como un verdadero proceso de fijación de fosfato.

Sin embargo, el problema planteado solamente se podría clarificar mediante el establecimiento de correlaciones entre los parámetros de retención y los parámetros de la planta: producción de materia seca, absorción de fósforo, etc.

No se encontraron relaciones significativas entre los parámetros de retención y el % de C—orgánico, pH, % de arcillas. Esta situación es contraria a la encontrada por otros autores (16, 17, 18, 19, 41) y se explica, para el pH y % de arcillas, en razón de la escasa variabilidad presentada.

No se encontraron relaciones significativas entre los parámetros de retención, el aluminio cambiante y el contenido de  $Al_2O_3$ . La razón está, posiblemente, en el hecho de que los suelos estudiados presentan contenidos definitivamente bajos no mayores de 0,5 m.e./100g. y su variabilidad es muy escasa, lo cual determinó la muy escasa o nula precipitación hacia los fosfatos de aluminio.

## CONCLUSIONES

- Los fosfatos de hierro, fosfatos de aluminio y fosfatos inertes dominaron sobre las fracciones cálcicas y los fosfatos orgánicos. Estos últimos representaron cantidades inferiores al 15% del P—total.
- Los suelos del Altiplano de Pasto presentaron las mayores concentraciones de fósforo total (1.467,60 p.p.m., en promedio), duplicando o triplicando las correspondientes a las otras regiones estudiadas.
- La concentración de los fosfatos de aluminio, así como su participación en el P—total, resultó independiente de la profundidad en el perfil. Por el contrario, la participación en los fosfatos de hierro y la de los fosfatos cálcicos apatíticos aumentaron consistentemente con esta variable.
- El P—orgánico correlacionó directamente con el contenido de C—orgánico, pero disminuyó con incrementos del pH. La fracción cálcica apatítica relacionó inversamente con el % de C—orgánico y los fosfatos de hierro directamente con el contenido de arcillas.
- De acuerdo a las correlaciones encontradas entre las fracciones de fósforo y el P—aprovechable (Bray II), la intensidad con que éstas aportarían P—aprovechable a la planta podría ser:  
 $P-Ca \text{ apat. } (r = 0,912^{++}) > P-Ca \text{ no apat. } (r = 0,560^{++})$   
 $> P-Fe (r = 0,218 \text{ N.S.})$
- La capacidad de retención de P fue muy acentuada, oscilando entre 90,0 y 99,0 % del P—añadido, pero del total de P fijado el 30,0 al 50, % correspondió al retenido por adsorción.
- En promedio, la “precipitación” total res-

pondió por más del 50,0% de la retención total. La “precipitación” hacia las diferentes fracciones tuvo la siguiente secuencia de intensidad:

$P-Fe > P-Ca \text{ no ap. } > P-Ca \text{ apat. } > P-Al.$

La tercera parte del P—añadido, en promedio, fue retenida por el hierro.

- La escasa o nula participación del aluminio en los procesos de precipitación de fosfatos resultó sorpresiva en razón de los resultados obtenidos para suelos volcánicos de otras áreas Americanas, pero, en parte, podría explicarse en razón de diferencias inherentes a la metodología utilizada.
- Las concentraciones de P—Al y de  $Fe_2O_3$  fueron determinantes directas del fenómeno de “precipitación” total en razón de las correlaciones positivas y significativas encontradas. El contenido de  $Fe_2O_3$  incrementó, particularmente, la precipitación hacia el P—Fe.
- Incrementos en el contenido de  $SiO_2$  disminuyeron, a niveles estadísticos detectables, la “precipitación” total y, especialmente, la generada hacia los fosfatos de hierro, provocando, así, un incremento significativo del P—aprovechable (Bray II).
- De las correlaciones encontradas entre los parámetros de retención y los niveles de P—aprovechable (Bray II) se concluye que la sola determinación de la capacidad de retención total de P no describe el fenómeno en términos de disponibilidad de P para la planta. En cambio, la “precipitación” total sí parece ser una medida adecuada para describir la fijación de fósforo en términos del significado real para las plantas. La adsorción no puede considerarse como un proceso de fijación.

## R E S U M E N

En suelos volcánicos de cuatro regiones naturales de Nariño, Colombia, y en ocho perfiles desarrollados de materiales correspondientes a cuatro volcanes del Sur de Colombia, se estudió el estado del fósforo y su fijación.

Los fosfatos de hierro, aluminio e inertes, predominaron sobre las fracciones cálcicas y orgánicas. El P—Fe y el P—Ca apatítico tienden a incrementar su concentración conforme aumenta la profundidad en el perfil, en tanto que la concentración de P—Al resultó independiente de esa variable. El aporte de P—aprovechable parece estar mayormente relacionado con las fracciones cálcicas.

La capacidad de retención de P fue muy acentuada (90,0 a 99,0% del P—añadido), pero de esta fijación, más de la tercera parte correspondió a la retención por adsorción. La

“precipitación” total respondió por más del 50,0% de la retención total, predominando la “precipitación” hacia el P—Fe y hacia las fracciones cálcicas sobre la correspondiente al P—Al. La tercera parte, en promedio, del P—adicionado fue retenido por el hierro.

Las concentraciones de P—Al y de  $Fe_2O_3$  fueron determinantes directas de la intensidad del fenómeno de “precipitación”. Por el contrario, el contenido de  $SiO_2$  la disminuyó en forma acentuada. La determinación de la capacidad total de retención de P no describe el fenómeno en términos de significado práctico, en tanto que la “precipitación” total parece constituir un buen parámetro para describir el proceso de fijación de P en términos de su significado agronómico. En ese campo se necesitan más investigaciones.

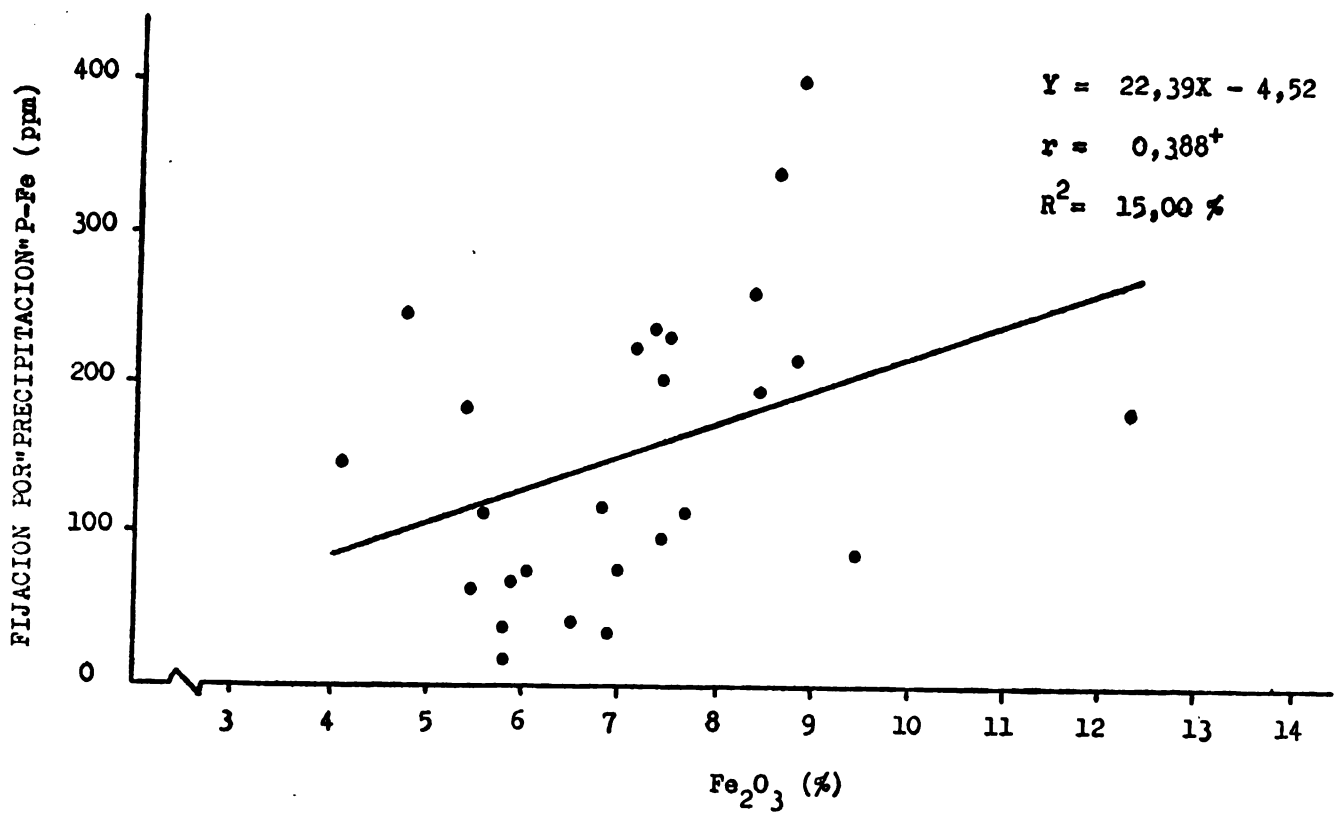


Figura 1 . RELACION ENTRE EL CONTENIDO DE Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Y FIJACION POR "PRECIPITACION" HACIA P-Fe.

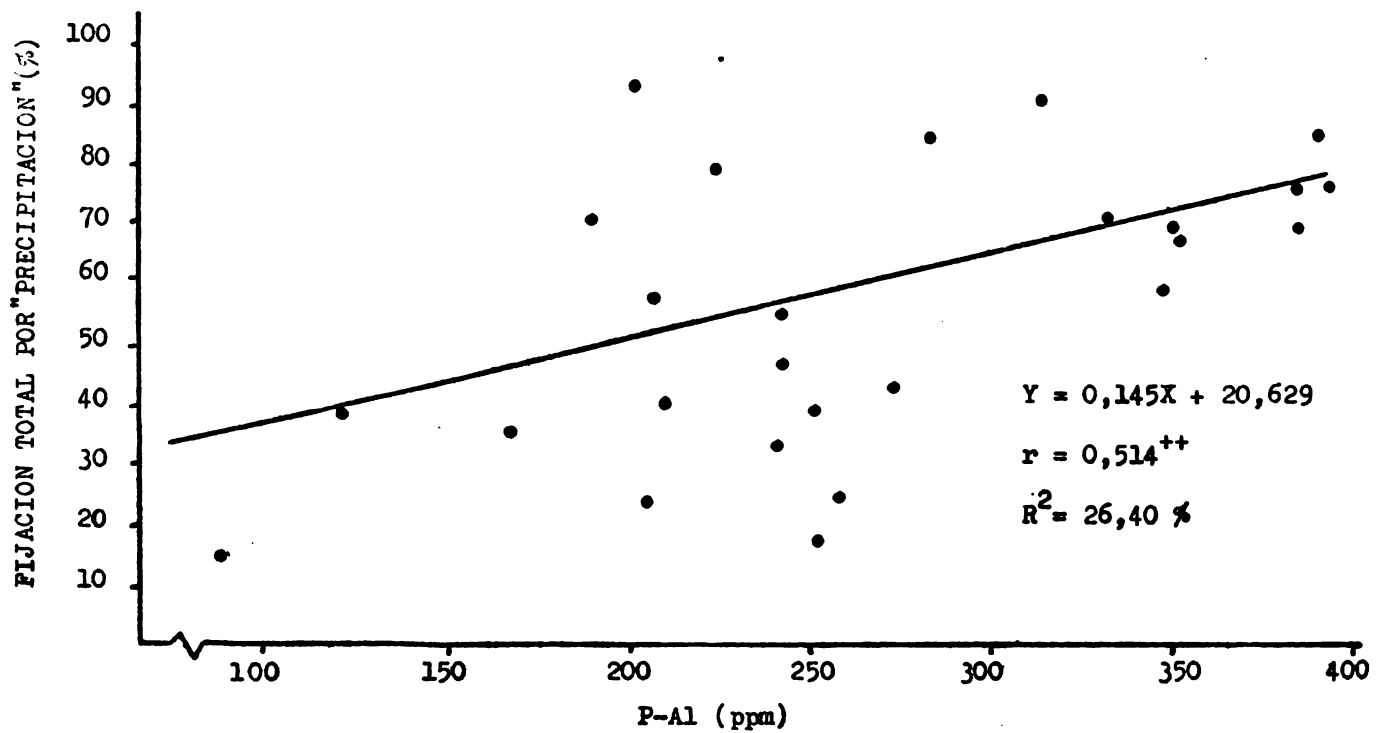


Figura 2. RELACION ENTRE EL CONTENIDO DE FOSFATO DE ALUMINIO Y FIJACION TOTAL POR "PRECIPITACION"

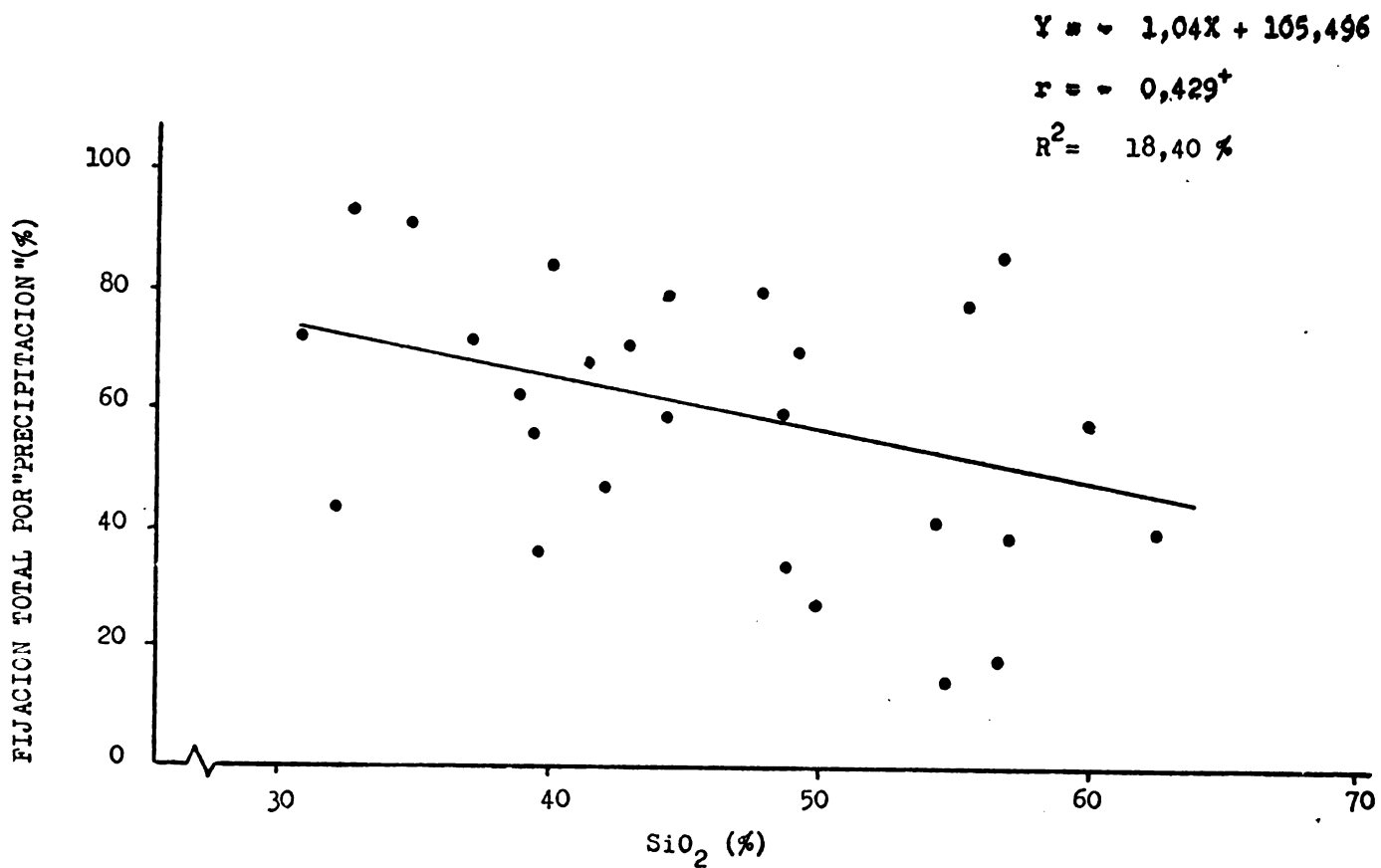


Figura 3 . RELACION ENTRE EL CONTENIDO DE SiO<sub>2</sub> Y FIJACION TOTAL POR "PRECIPITACION"

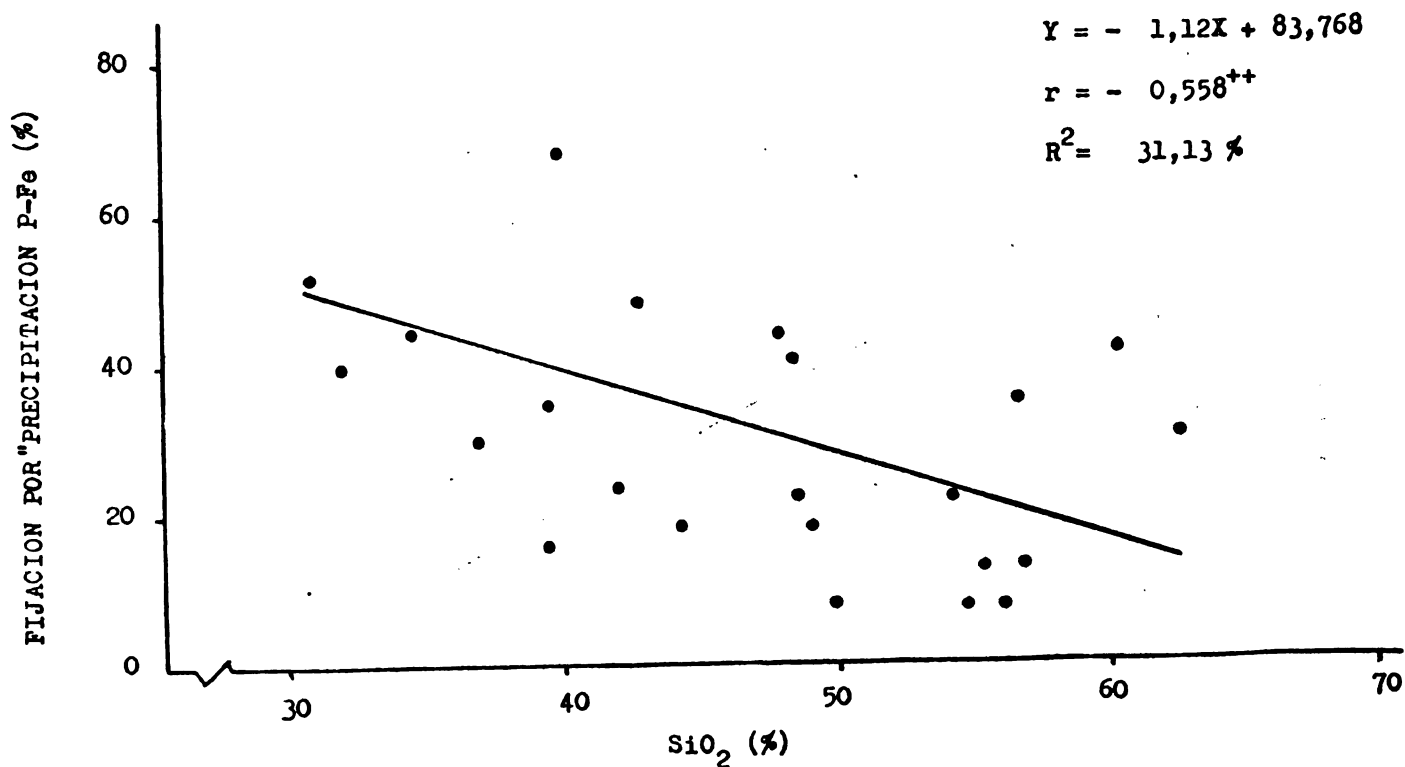


Figura 4 . RELACION ENTRE EL CONTENIDO DE SiO<sub>2</sub> y FIJACION POR "PRECIPITACION" HACIA EL P-Fe

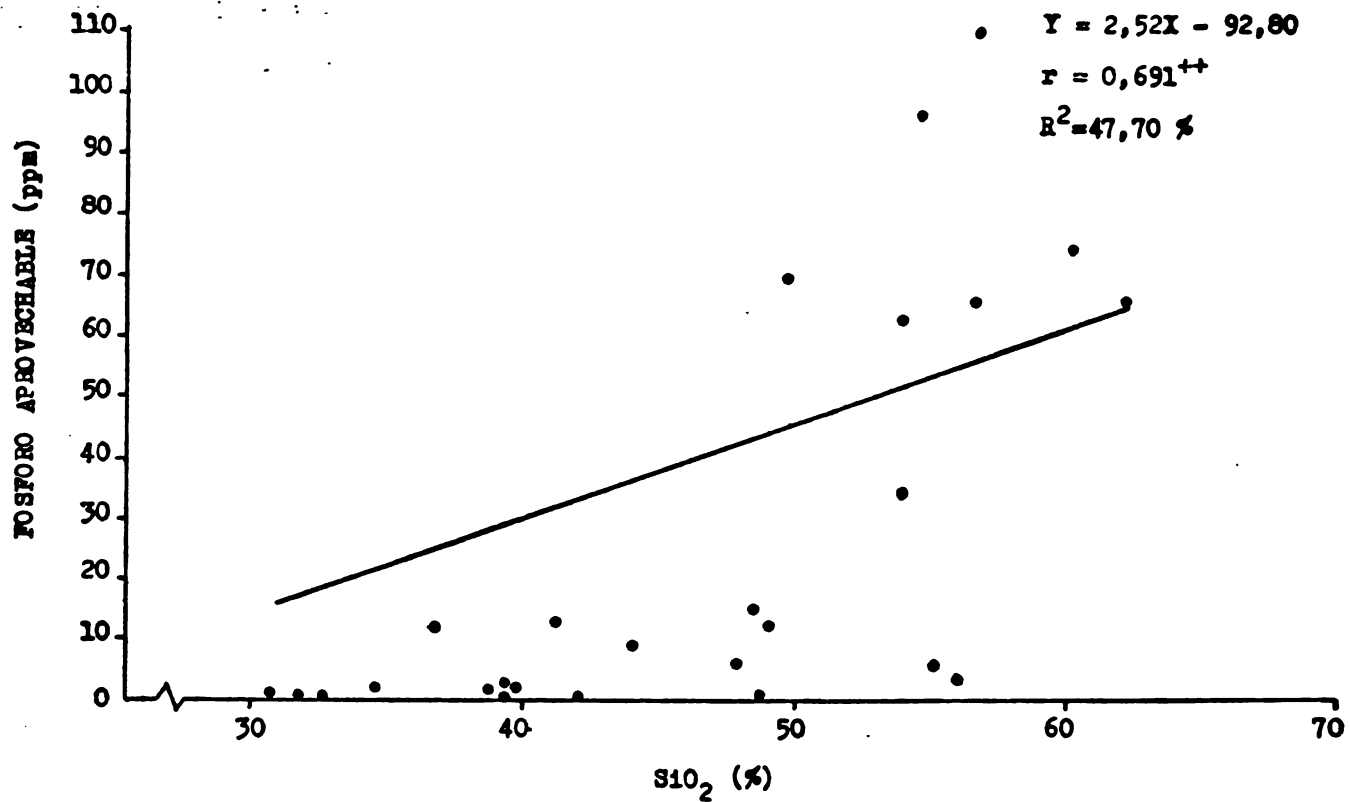


Figura 5 . RELACION ENTRE EL CONTENIDO DE  $SiO_2$  Y FOSFORO APROVECHABLE. (BRAY II)

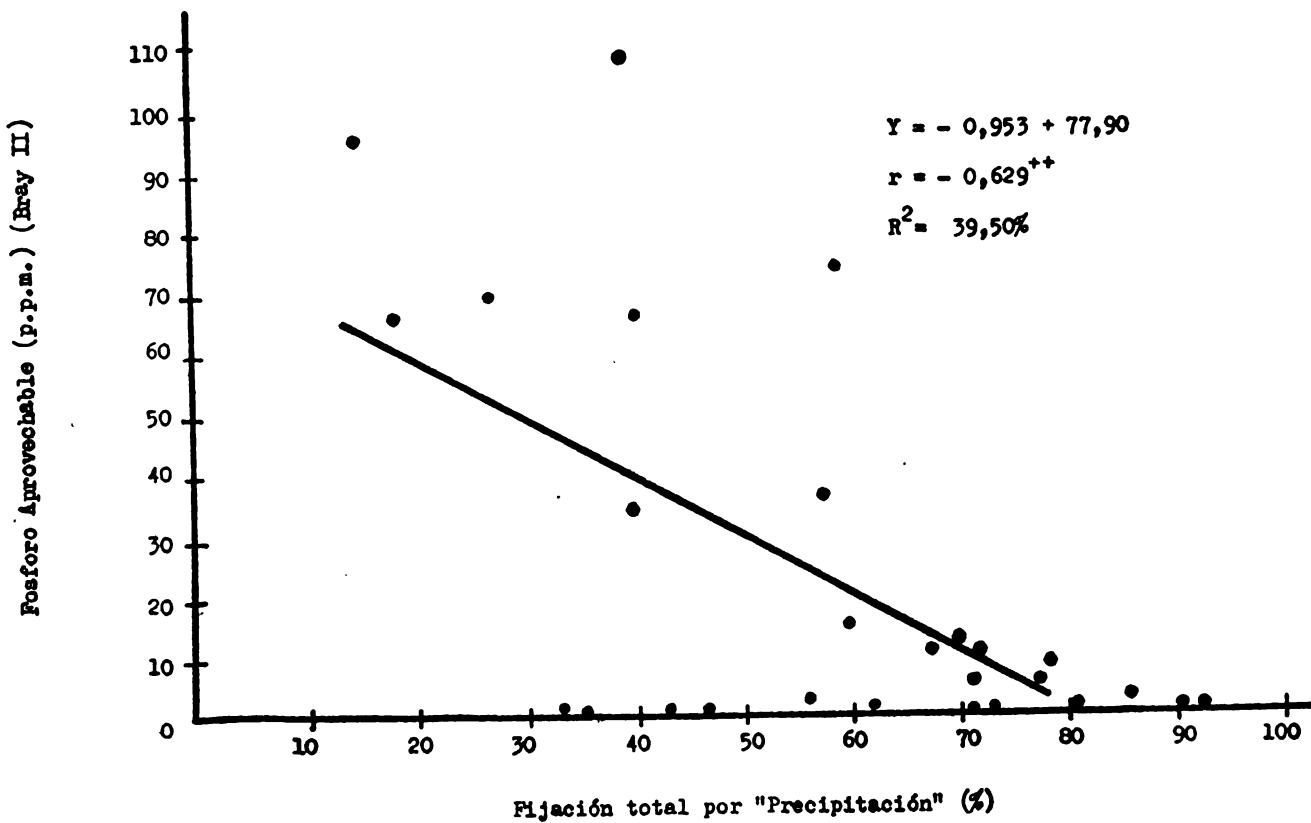


FIGURA 6 -- RELACION ENTRE FIJACION TOTAL POR "PRECIPITACION" Y FOSFORO APROVECHABLE

CUADRO 1. Algunas características de los suelos de cuatro áreas volcánicas: Cumbal, Galeras, D. Juana, Puracé.

CARACTERISTICA	S U E L O			S U B - S U E L O		
	Máximo	Promedio	Mínimo	Máximo	Promedio	Mínimo
pH (KC1 1N)	4,90	4,40	4,20	5,40	5,0	4,20
% C org.	8,69	6,07	0,87	5,45	2,85	0,11
% N total	0,72	0,40	0,11	0,30	0,20	0,03
C. I. C. m.e./100 g.	47,09	29,95	8,49	32,12	21,14	3,67
K camb. p. p. m.	84,36	48,69	20,78	561,42	93,81	1,27
Ca camb. p. p. m.	156,66	46,79	2,80	557,55	154,92	1,07
Mg camb. p. p. m.	190,78	80,78	3,02	136,64	52,10	2,82
Al camb. p. p. m.	48,79	44,77	36,93	47,04	42,53	33,81
P—Aprov. Bray II p. p. m.	65,50	17,16	0,04	109,16	23,97	0,04
S <sub>1</sub> O <sub>2</sub> %	56,70	45,28	34,55	62,41	44,71	30,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12,29	7,21	4,75	8,87	7,06	4,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	19,49	12,06	5,73	17,37	10,48	4,35

CUADRO 2. Algunas características generales de los suelos de cuatro regiones volcánicas de Nariño.

REGION	NIVEL	pH Agua	Arenas %	Limos %	Arcillas %	C-org. %	C.I.C. me/100g	P Aprov. p.p.m.	BASES CAMBIABLES p.p.m.				
									K	Na	Ca	Mg	N
<b>ALTIPLANO DE PASTO</b>													
	MAXIMO	6,0	44,60	44,70	35,60	6,39	45,40	23,40	550,00	86,00	2.486,00	504,00	
	PROMEDIO	5,74	36,80	36,70	26,40	3,04	29,13	7,36	311,80	42,60	1.296,00	248,40	
	MINIMO	5,50	32,20	27,30	11,70	1,73	21,40	0,50	103,04	32,00	311,00	98,00	
<b>REGION DE CLIMA MEDIO</b>													
	MAXIMO	7,20	61,96	44,32	44,38	3,54	45,17	18,00	733,22	89,71	3.963,00	786,43	
	PROMEDIO	6,08	35,16	34,90	26,29	2,43	25,92	10,00	298,00	46,99	2.159,20	404,57	
	MINIMO	5,50	21,62	28,00	10,00	1,23	14,99	0,40	81,84	30,69	1.037,61	34,26	
<b>ALTIPLANO DE IPIALES</b>													
	MAXIMO	7,30	81,78	34,20	24,82	7,77	36,54	40,30	1102,49	170,72	1.567,51	2560,75	
	PROMEDIO	6,11	66,42	24,78	8,68	3,09	22,89	12,20	534,60	40,18	1.047,63	400,80	
	MINIMO	5,30	47,78	14,00	1,22	0,70	10,82	0,14	162,41	14,06	394,72	121,98	
<b>SABANA DE TUQUERRES</b>													
	MAXIMO	6,60	71,60	34,80	30,40	6,94	23,63	43,86	775,94	885,83	4.144,60	2026,62	
	PROMEDIO	5,86	59,70	24,92	15,36	3,82	19,20	17,80	392,87	172,94	2.350,38	1907,61	
	MINIMO	5,10	48,40	8,00	8,80	0,31	16,11	2,11	104,11	39,63	161,20	440,06	



CUADRO 3. Contenidos de las diferentes fracciones de fósforo en cuatro regiones naturales de Nariño. (p.p.m. y % del total).

REGION	FRACCION NIVEL	P-Fac.		P-Al	P-Fe	Ca no ap.	Ca ap.	Orgánico	Inerte	Total
		reem.								
ALTIPLANO DE PASTO	MAXIMO	44,6	799,1	483,6	945,9	63,5	183,9	1377,2	3378,4	
	PROMEDIO	10,5	214,1	207,4	106,7	27,1	136,7	765,6	1467,6	
	MINIMO	0,71%	14,6%	14,10%	7,20%	1,1%	9,3%	52,1%	100,0%	
REGION DE CLIMA MEDIO	MAXIMO	17,90	269,53	157,03	149,74	79,38	131,41	551,75	1213,42	
	PROMEDIO	7,20	66,59	48,46	34,72	23,10	67,44	287,84	535,35	
	MINIMO	1,34%	12,49%	9,05%	6,49%	4,31%	12,60%	53,77%	100,00	
ALTIPLANO DE TIPIALES	MAXIMO	85,46	322,55	465,59	241,22	225,31	236,71	604,22	1553,73	
	PROMEDIO	12,28	189,87	179,03	45,70	100,81	99,71	208,46	835,85	
	MINIMO	1,47%	22,71%	21,42%	5,47%	12,05%	11,93%	24,94%	100,00	
ALTIPLANO DE TUQUERRES	MAXIMO	0,14	51,95	18,04	0,69	10,90	9,61	2,97	461,15	
	PROMEDIO	43,86	400,00	279,06	86,41	118,66	117,00	775,19	1225,17	
	MINIMO	17,50	188,00	64,90	17,61	39,11	53,93	395,96	777,35	
		2,29%	24,18%	8,34%	2,26%	5,03%	6,97%	50,93%	100,00	
		2,11	55,43	4,12	0,36	14,08	20,71	44,46	242,43	

CUADRO 4. Fracciones de fósforo en perfiles de cuatro áreas volcánicas del sur de Colombia (p. p. m.)

PERFIL	PROFUNDIDAD (c.m.)	P Fac. reemp.	P—Al	P—Fe	P—Ca no apat.	P—Ca apat.	P Orgánico	P Inerte	P Total
CUMBAL I	0 — 160	1,66	240,37	75,63	4,99	2,49	157,92	156,93	639,99
	160 — 220	1,81	203,19	101,96	0,26	2,58	85,18	237,43	632,41
CUMBAL II	0 — 230	0,28	210,62	83,36	18,71	4,13	117,19	528,56	962,85
	230 — 270	5,57	250,99	170,03	0,76	212,54	87,65	257,74	985,27
	270 — 282	1,64	386,16	254,16	0,27	24,37	92,29	54,28	813,17
	282 — X	0,76	222,99	269,01	0,76	12,14	72,31	108,70	686,67
D. JUANA I	0 — 10	1,09	350,81	157,17	0,82	7,69	99,14	383,46	1.000,18
	10 — 40	1,07	392,66	135,59	0,27	5,07	126,29	132,28	793,23
	40 — X	1,61	207,31	122,52	29,62	171,68	51,32	319,19	903,25
D. JUANA II	0 — 20	0,25	251,17	224,57	0,25	75,24	112,41	140,27	804,15
	20 — 100	1,09	119,71	185,51	23,36	230,85	59,91	194,94	814,18
	100 — X	1,60	88,22	140,35	1,34	250,74	49,08	149,28	680,61
PURACE I	0 — 90	7,13	241,91	107,79	3,57	20,68	125,07	360,56	866,71
	90 — 140	5,83	229,11	97,11	1,27	14,19	80,27	482,46	910,24
	140 — X	4,02	348,52	197,49	1,34	29,91	101,91	74,79	707,98
PURACE II	0 — 80	4,55	338,58	117,67	0,25	11,70	81,99	184,17	738,91
	80 — 125	3,81	283,10	118,47	1,76	10,94	69,51	407,88	895,47
	125 — 190	2,16	345,70	163,23	1,66	57,56	89,99	204,54	864,80
	190 — X	1,53	272,35	144,68	4,33	33,11	87,88	307,92	851,80
GAJERAS I	0 — 190	0,25	312,86	87,58	2,03	25,57	126,56	7,09	561,94
	190 — 230	6,64	202,26	91,42	5,36	37,28	91,02	290,86	704,84
	230 — 270	9,86	242,78	96,86	2,28	75,36	17,70	162,44	607,28
	270 — X	6,77	213,51	71,11	0,78	185,72	22,40	267,07	767,36
GAJERAS II	0 — 70	9,12	351,49	122,41	2,47	25,51	107,21	124,00	742,21
	70 — 120	1,77	188,46	93,46	93,72	7,59	70,67	288,26	650,98
	120 — X	3,29	163,18	99,70	0,25	12,94	45,82	279,64	604,82

CUADRO 5. Valores promedios de las fracciones de fósforo en los diferentes horizontes, p.p.m. y % del total (subrayado), en perfiles de cuatro áreas volcánicas del sur de Colombia.

HORIZONTE	P Fac. reem.	P—Al	P—Fe	P—Ca no Apat.	P—Ca Apat.	P Orgánico	P Inerte	P Total
1°	3,04	287,22 36,37	122,02 15,45	4,13 0,52	21,62 2,73	115,93 14,68	235,63 28,84	789,61 100,00
2°	3,44	233,68 32,41	124,19 17,22	15,84 2,19	65,03 9,02	83,81 11,62	351,53 48,77	720,92 100,00
3°	3,45	254,55 34,38	146,33 19,76	5,25 0,71	88,93 12,01	64,01 8,64	177,73 24,00	740,27 100,00
4°	3,02	236,28 30,74	161,60 21,02	1,95 0,25	76,99 10,01	60,86 7,92	227,89 29,64	768,61 100,00

CUADRO 6. Coeficientes de correlación entre las formas de P y algunas características edáficas en perfiles de cuatro áreas volcánicas del sur de Colombia.

VARIABLES	P Aprov.	P—Al	P—Fe	P Ca—no ap.	P Ca—apat.	P Organ.	P Inerte
pH	-0,113	-0,206	-0,385*	-0,012	0,125	-0,499**	0,083
% C	-0,530**	0,316	0,323	0,093	-0,626*	0,507**	0,300
% Arc.	0,213	0,097	0,744**	0,147	0,168	0,032	-0,377
C.I.C.	-0,674**	0,224	-0,273	-0,128	-0,768**	0,437*	0,313
Al	0,37	0,061	0,306	0,233	0,294	-0,137	-0,323
SiO <sub>2</sub>	0,691**	-0,007	0,412*	0,380*	0,581**	-0,013	-0,078
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,267	0,085	0,483*	0,060	0,250	0,00	-0,370
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,273	0,075	-0,023	-0,006	-0,166	0,166	0,137
P—Aprov.	—	-0,534**	0,218	0,506**	0,912**	-0,354	0,006

\* Significativo al 5%

\*\* Significativo al 1%

CUADRO 7. Valores promedios, máximos y mínimos de retención de P (%) en suelos de cuatro regiones de Nariño.

N I V E L	" P R E C I P I T A C I O N "						Retención Total	
	P—Ca—no ap	P—Ca ap.	P—Al	P—Fe	Total	Adsorción		
ALTPLANO DE PASTO	MAXIMO	14,45	11,56	16,62	36,25	74,75	41,12	90,70
	PROMEDIO	10,05	6,66	13,27	33,07	64,49	35,48	89,95
	MINIMO	4,33	1,95	10,20	29,54	56,31	29,72	89,50
CLIMA MEDIO	MAXIMO	28,30	36,42	4,32	31,20	77,58	23,01	90,80
	PROMEDIO	15,31	17,30	2,33	26,68	75,94	22,64	90,53
	MINIMO	12,41	21,46	—	24,36	74,10	21,83	90,30
ALTPLANO DE IPIALES	MAXIMO	17,60	18,32	5,00	28,36	58,47	46,54	91,10
	PROMEDIO	14,23	14,40	3,36	23,43	55,44	43,46	90,40
	MINIMO	8,45	9,83	—	20,45	52,78	39,66	89,50
SABANA DE TUQUERRES	MAXIMO	18,33	16,21	17,32	38,40	78,28	31,55	90,80
	PROMEDIO	13,19	11,06	14,00	35,41	71,61	25,76	90,60
	MINIMO	5,45	4,65	11,40	32,45	64,15	20,82	90,40

CUADRO 8. Capacidad de retención y sus formas en perfiles de cuatro áreas volcánicas (%).

SUELOS	PROFUNDIDAD		" P R E C I P I T A C I O N "						ADSORCION		TOTAL
	( cms. )		P-Fe	P-Ca no spat.	P-Ca spat.	P-inerte	Total	Cap. Reten.			
CUMBAL I	0 — 160		21,43	5,62	3,37	2,82	33,25	66,74	92,75		
	160 — 220		19,67	11,17	1,17	—	72,56	27,43	92,56		
CUMBAL II	0 — 230		21,72	15,33	3,27	—	40,33	59,66	97,78		
	230 — 270		13,91	3,08	22,38	—	39,38	60,61	97,37		
	270 — 282		12,47	2,11	10,79	53,17	76,66	23,33	94,98		
	282 — X		18,09	4,37	6,57	55,28	78,41	21,58	94,74		
D. JUANA I	0 — 10		18,06	0,00	7,25	44,33	69,65	30,34	97,15		
	10 — 40		7,00	12,49	48,53	17,82	85,85	14,14	98,82		
	40 — X		40,16	2,55	17,47	42,10	57,89	42,10	92,62		
D. JUANA II	0 — 20		13,83	2,05	4,99	—	18,03	81,96	97,38		
	20 — 100		3,48	4,51	30,79	—	38,79	61,20	97,42		
	100 — X		7,73	0,92	5,83	—	14,49	85,50	96,97		
PURACE I	0 — 90		34,76	22,15	0,49	—	57,40	42,59	97,50		
	90 — 140		47,67	18,47	5,03	—	71,18	28,81	98,26		
	140 — X		44,06	12,66	0,08	14,05	70,86	29,13	98,72		
PURACE II	0 — 80		42,55	12,71	0,09	6,28	61,51	38,34	97,14		
	80 — 125		68,38	16,02	0,85	—	84,49	15,50	98,63		
	125 — 190		40,45	15,50	0,03	—	58,98	41,01	99,00		
	190 — X		39,79	5,89	4,58	—	43,15	56,84	98,37		
GALERAS I	0 — 90		44,55	11,76	32,33	1,99	90,61	9,38	97,71		
	90 — 230		80,63	10,88	0,96	—	92,49	7,50	98,27		
	230 — 270		23,47	8,43	14,58	—	46,49	53,50	98,39		
	270 — X		7,85	15,23	3,71	—	26,80	73,19	96,80		
GALERAS II	0 — 70		46,31	5,82	0,91	14,58	67,63	32,36	97,90		
	70 — 120		29,63	2,86	0,76	37,96	71,22	28,75	97,85		
	120 — X		15,68	7,76	2,29	2,69	35,43	64,66	97,89		

CUADRO 9. Retención de fósforo de acuerdo a la profundidad en el perfil (%).

S U E L O S	RETENCION TOTAL %			RETENCION POR "PRECIPITACION" %			RETENCION POR ADSORCION %		
	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio
	1º HORIZONTE	97,90	97,14	97,53	90,61	18,03	54,81	81,96	9,38
2º HORIZONTE	98,82	92,56	98,02	92,48	38,79	69,49	61,20	7,50	30,49
3º HORIZONTE	99,00	92,62	96,93	76,66	14,49	51,52	85,50	23,33	48,46
4º HORIZONTE	98,37	94,74	96,63	78,41	26,80	49,45	73,19	21,58	50,53

CUADRO 10. "Precipitación" de fósforo de acuerdo a la profundidad en el perfil (%).

S U E L O S	"PRECIPITACION" P—Fe %			"PRECIPITACION" P—Ca NO APATITICO %			"PRECIPITACION" P—Ca APATITICO %			"PRECIPITACION" P—INERTE %		
	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio
	1º HORIZONTE	46,31	12,83	30,27	22,15	0,00	9,43	32,33	0,09	6,58	44,33	1,99
2º HORIZONTE	80,63	3,48	37,80	19,67	2,86	10,99	48,53	0,76	13,80	37,96	17,82	27,89
3º HORIZONTE	44,06	7,73	26,28	15,50	2,11	7,13	14,58	0,08	7,72	53,18	9,69	25,64
4º HORIZONTE	39,79	7,85	21,91	15,23	4,37	8,49	6,57	3,71	4,95	55,28	—	55,28

**CUADRO 11. Coeficientes de correlación entre algunas características edáficas y los parámetros de fijación de fósforo en perfiles de cuatro áreas volcánicas del sur de Colombia.**

VARIABLES	RETENCION TOTAL %	RETENCION "PRECIPITACION" TOTAL %	ADSORCION %	RETENCION P-Ca no sp. %	RETENCION P-Ca sp. %	RETENCION P-Fe %
pH	-0,083	0,041	0,038	-0,035	0,055	0,113
% C	0,219	0,364	-0,368	0,192	-0,138	0,254
% Arc.	-0,423*	0,050	-0,047	-0,289	0,032	-0,090
C.I.C.	0,258	0,380*	-0,381*	0,082	-0,197	0,224
Al Camb.	-0,281	-0,129	0,132	-0,371	0,286	0,366
P-Aprov.	-0,364	-0,629**	0,632**	-0,299	0,207	-0,511**(1)
P-Al	0,160	0,514**	-0,514**	-0,002	0,152	0,050
SiO <sub>2</sub> %	-0,382*	-0,429*	0,431*	-0,386*	0,336	-0,558**
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	-0,317	-0,020	0,017	-0,065	0,054	-0,184
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	-0,115	0,336*	-0,336	0,501**	-0,121	0,398* (1)

(1) Retención hacia el P-Fe expresado en p.p.m.

\* Significativo al 5%

\*\* Significativo al 1%

## LITERATURA CITADA

1. AHENKORAH, Y. 1968. Phosphorus retention capacities of some cacaogrowing soils in Ghana and their relationships with soil properties. *Soil Science* 105 (1): 24-30.
2. ALCAYAGA, A. URBINA de. 1965. Relaciones entre algunas características físicas y químicas de suelos derivados de cenizas volcánicas. *Agricultura Técnica (Chile)* 25: 9-17.
3. BARROS, M. P. 1969. Determinación de molibdeno, cobre y cobalto en algunos suelos del Altiplano de Pasto. Tesis no publicada. ITA, Universidad de Nariño. 106 p.
4. BIRRELI, K.S. 1961. Ion fixation by allophane. *N.Z.J. Sci.* 4: 393-414.
5. ————. 1965. Some properties of volcanic ash soils. *World Soil Resources Report* 14, FAO, Roma, pp. 74-81.
6. BORNEMISZA, E. and IGUE, K. Comparison of three methods for determining organic phosphorus in Costa Rica soils. *Soil Science* 103: 347-353. 1967.
7. BUENO, J. 1946. Estudio geológico del Departamento de Nariño. Min. Minas y Petróleos. Informe N° 625. 5 p.
8. CASTRO, J. 1969. Formas de manganeso en suelos de clima medio en el Departamento de Nariño. Tesis. Instituto Tecnológico Agrícola. Universidad de Nariño, Pasto. 73 p.
9. CHANG, S. C. y W. K. CHU. 1961. The fate of soluble phosphate applied to soil. *Journal of soil Science* 12: 286-293.
10. ———— y JACKSON. 1957. Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science* 84: 133-137.
11. CHAVES, M. et al 1959. Estudio socio-económico de Nariño. Ministerio del Trabajo. Bogotá. 1959. 218 p.
12. CHAMORRO, B. y ECHEVERRIA, P. Determinación de Cu, Mn, Zn, Co, Al, y Fe cambiables en suelos de la Sabana de Túquerres. Tesis no publicada. Facultad de Ciencias Agrícolas Universidad de Nariño, Pasto. 1971. 60 p.
13. CHU ADA, C. y G. D. SHERMAN. 1952. Differential fixation of phosphate by typical soil of the Hawaiian Great soil groups. *Hawaii Agr. Exp. Sta. Tech. Bull.* 20 p.
14. ESPINAL, T. L. y MONTENEGRO. 1963. Formaciones vegetales de Colombia. Bogotá, Instituto Geog. Agustín Codazzi. 1963. 210 p.
15. FASSBENDER, H. W. 1969. Phosphorus fixation in tropical soils. *Agri. Digest*. 18: 20-28.
16. ————. 1969. Deficiencia y fijación de fósforo en suelos derivados de cenizas volcánicas de Centroamérica. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, Costa Rica FAO - IICA p. irr.
17. ————. 1968. Phosphate retention and its different chemical forms under laboratory conditions for 14 Costa Rica soils. *Agrochimica* 12 (6): 512-521.
18. ————. 1969. Estudio del fósforo en suelos de América Central. IV Capacidad de fijación de fósforo y su relación con características edáficas. Turrialba 19 (4). 497-505.
19. ————. 1969. Retención y transformación de fosfatos en 8 latosoles de la Amazonia del Brazil. *Fitotecnia Latinoamericana* 6 (1): 1-10.
20. FASSBENDER e IGUE, K. 1967. Comparación de métodos radiométricos y colorimétricos en estudios sobre retención y transformación de fosfatos en suelos. Turrialba 17 (3): 284-287.
21. FASSBENDER, H. W. y MULLER, L. Uso de enmiendas silicatadas en suelos altamente fijadores de fosfatos. II Efecto de fertilizantes silicofosfatados. Turrialba 19 (3): 368-374. 1969.
22. ————. Formas de los fosfatos en algunos suelos de la Zona Oriental de la Meseta Central y de las llanuras Atlánticas de Costa Rica. *Fitotecnia Latinoamericana* 3: 187-202. 1966.
23. ————, MULLER, L. y BALERDI, F. Estudio del fósforo en suelos de América Central. II Formas y su relación con las plantas. Turrialba 18: 333-347. 1968.
24. FEUILLET, C. E. y FEUILLET, A. D. 1971. Fraccionamiento de nitrógeno, fósforo y potasio en suelos de la Sabana de Túquerres. Tesis. Facultad de Ciencias Agrícolas. 61 p.
25. FOX, R. L., et al. Soil and plant silicon and silicate response by sugarcane. *Soil Science Society of America Procc.* 31 (6): 775-779. 1967.
26. GAVIRIA, J. y MORA, H. Comparación de métodos para la determinación de fósforo aprovechable en suelos volcánicos de Nariño, Colombia. Tesis no publicada. Facultad de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño, Pasto. 1972.



27. GONZALEZ, G. G. 1971. Fraccionamiento de fósforo en suelos volcánicos de Ipiates. Tesis. Universidad de Nariño. Facultad de Ciencias Agrícolas. 65 p.
28. GROSSE, E. A. 1931. Area de la Geología del Sur de Colombia compilación de estudios geológicos oficiales en Colombia. (Bogotá). 3: 138-241. 1931.
29. HSU, P. H. Fixation of phosphate by aluminium and iron in acid soils. *Soil Science* 99 (6): 398-402. 1965.
30. JACKSON, M. L. *Soil Chemical analysis*. 3a. ed. New York, Prentice Hall. 1964. 498 p.
31. JIMENEZ, J. y OCAMPO, M. El aluminio como factor de acidez en varios suelos del Departamento de Nariño. Tesis no publicada. Instituto Tecnológico Agrícola, Universidad de Nariño, Pasto. 1970. 90 p.
32. KAILA, A. Phosphorus condition at various depths in some mineral soils. *Journal Sci. Agric. Soc. Finland* 35: 69-79. 1963.
33. ————. Fractions of inorganic phosphorus in finnish mineral soils. *Jour. Sci. Agric. Soc. Finland* 36: 1-13. 1964.
34. LOPEZ, T. y RODRIGUEZ, A. Algunas consideraciones sobre la meteorización, el deslave y la edad de los suelos en cuatro regiones volcánicas del Sur de Colombia. Tesis no publicada. Instituto Tecnológico Agrícola, Universidad de Nariño, Pasto. 1970. 110 p.
35. MEGYESI, I. Estudios sobre los depósitos de azufre en la mina del Vinagre, Puracé. Bogotá, Ministerio de Minas y Petróleos, Servicio Geológico Nacional. Informe 1424. 1962. 52 p.
36. MINISTERIO DEL TRABAJO. Atlas de Nariño. Arco. Bogotá. 1954.
37. ONIKURA Y. 1964. Factores relating to labile phosphate levels in volcanic ash soils. *Soil Science and plant nutr.* 10: 20-27.
38. ————. 1963. The behaviour of phosphate in volcanic ash soils. *Bull. Kyushu Agric. Exp. Sta.* 9: 51-58.
39. PANTOJA, L. C. Fraccionamiento de fósforo en algunos suelos de Clima medio en el Departamento de Nariño. Tesis no publicada. Instituto Tecnológico Agrícola, Universidad de Nariño, Pasto. 1969. 111 p.
40. PARRA, C. A. Fraccionamiento del calcio en el Altiplano de Ipiates. Tesis no publicada. Facultad de Ciencias Agrícolas, Universidad de Nariño, Pasto. 39 p. 1971.
41. ROEDER, M. y BORNEMISZA, E. 1968. Algunas propiedades de suelos de la región Amazónica del Estado de Maranhao, Brazil. *Turrialba* 18 (4): 319-332. 1968.
42. SAEKI, H. y M. OKAMOTO. 1960. Studies on the fixation and availability of phosphates in soils. *Soils and Plant food* 6: 96-98.
43. SEN GUPTA, M. D. y CORNFIELD, A. H. 1962. Phosphorus in calcareous soils. *Jour. of soil science food agric.* 13: 652-655.
44. SUEHISA, R. H., et al. Effects of silicates on phosphorus availability to Sudan grass grown soils Agricultural Experiment Station of Hawaii, Tech. Bull. 51. 1963. 40 p.
45. VARELA, J. 1963. Estudio general de suelos del sector Pasto-Río Mayo. *Inst. Geog. Ag. Codazzi*. Bogotá. 104 p.
46. VOLIL, V. V. y E. O. McLEAN. 1963. The fate of applied phosphorus in four Ohio soils. *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.* 27: 53-58.
47. VIEIRA, L. S. y BORNEMISZA, E. Categorías del fósforo en los principales grandes grupos de suelos en la Amazonía del Brazil. *Turrialba* 18 (3): 242-248. 1968.
48. YUAN T. L. et al. 1960. Forms of newly fixed phosphorus in three acid soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 24: 447-450.
49. ZAMBRANO, D. H., et al. Atlas agrológico del Departamento de Nariño. Tesis no publicada Instituto Tecnológico Agrícola Universidad de Nariño, Pasto. 1969. 257 p.



# METHOD OF DETERMINING AMORPHOUS MATERIAL FOR CHARACTERIZING ANDOSOLS

Kanji KAWAI  
National Institute of Agricultural  
Sciences, Tokyo, Japan

## Introduction

The "Ando soil", first given by Thorp and Smith (1949) are widely distributed in the Circum-Pacific countries. As well known Andosols are characterized by high humus contents, low bulk density, high sorptive capacity, high water holding capacity, and high cation exchange capacity varying with pH. It has been understood that these properties are derived from active clay fractions which are dominated by amorphous materials. The Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, sponsored by FAO (1964) defined Andosols as mineral soils in which the active fraction is dominated by amorphous material and having relatively thick friable dark A horizon, and 7th Approximation includes Andosols in the sub-order Andepts.

Parent material of Japanese Andosols ranges from olivine, pyroxene to hornblende type, and the clay fractions are composed chiefly of amorphous colloids including allophane, kaolin minerals, gibbsite and partly of 14A spacing minerals of vermiculite and illite according to the parent material, environmental factors such as seasonal fluctuation of groundwater, reducing conditions and base status. It is generally known that the soils derived from pyroclastic materials occur in the subtropical humid to temperate humid conditions are dominated by amorphous colloidal materials in the clay fraction. The soils ash-influenced or their related soils have not only similar properties to typical Andosols, but also the quite different characteristics such as higher content of crystallized clay minerals, relatively high bulk density, hard to very hard when dry. They are mainly distributing on terrace and related topography.

The micromorphological study of A horizon of Andosols of the author (1969) showed that micro-peds of 0.03 to 0.05 mm in diameter are dominant which more develop with increasing in humus content that are closely related to the content of amorphous material in clay fraction. These are recognized even in the soils influenced by volcanic ash that are mainly distributing on terrace in topography.

A number of methods for removal and estimation of free iron oxide of soils and/or clays have been reported; Tamm (1922) first proposed the chelate dissolution method using acid ammonium oxalate; the concerning other methods such as those using dithionite, nascent hydrogen from metallic aluminum or magnesium, hydrogen sulphide, and employing microbiological technique have been proposed and reviewed in the reports of Dion (1944), Aguilera & Jackson (1953), and Mehra & Jackson (1960). For photolytic method Harada (1937) employed the acid potassium oxalate under an electric light for fractional determination of iron oxides, Schofield (1950) used the oxalic mixture acting in sunlight, De Endredy (1963) proposed a method using the near ultraviolet wavelength around 366 nm radiation, and Kawaguchi & Kyuma (1969) employed the oxalic acid medium under sunlight. Most recently Segalen (1970) used a 250 W mercury irradiation in Tamm's oxalic solution for extraction and determination of free iron oxides in soils.

For amorphous constituents in soils, Wada and Greenland (1970) reported that selective dissolution with sodium dithionite, 2% Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, and 0.5N NaOH proved the dissolution of allophane by the use of infrared spectroscopy. Segalen (1968) employed a differential dissolution method using alternate treatment of acid and alkaline and estimating amorphous inorganic colloidal materials from the cumulative curves of extracted constituents.

The author tried to set up a quantitative parameter to determine the content of amorphous materials from a sample of 0.5 mm passed fine earth not from the clay fraction because some difficulties occur on complete centrifugal separation of clay fraction from a dispersed soil suspension, especially on amorphous aluminum rich soils which are soils of the group of higher humus content. This paper deals with a comparative study of removal methods of free oxides from clays and other soil separates, and a proposal of determination method of amorphous material for classification of Andosols.

## Materials and methods

### 1. Soil samples

From typical Andosols eight soils were selected; Jonouchi, Isehara, Hachioji Yatabe, Miura (Eutrandept), Miyagasaki, Kanuma, and Kuju soils. They are from aeolian volcanic deposits and having a relatively thick friable A horizon except Jonouchi which is a soil having truncated light colored A horizon.

Dystrandeps or Eutrandeps containing more crystallized minerals than typical Andosols, and resedimented or ash-influenced soils were studied. Those include Takizawa, Kuroishibaru, Kikyogahara, Maebashi, Hirusen, Kitagami, Kurosawajiri, Shinshiro, and Ubuyama (Vitrandept) soils. Ash less influenced soils include Hinoemata, Sekigahara, and Kanazawa soils. As reference soils, two from gray-lowland soils, and one from brown forest soils derived from granite were used.

### 2. Experimental procedures

The methods of removal of free iron oxides and other minerals for petrographical study, have to be not drastic in their action to attack crystal lattice for clay mineralogical studies. The author selected three methods to compare the removal grade of free oxides such as Tamm's method, magnesium ribbon method which is the modification of Jeffries method by Kawaguchi et al. (1954), and dithionite-citrate-bicarbonate method by Mehra & Jackson (1958).

Clay fraction of the residue part of free oxides removal treatment was separated by sedimentation procedure, and Na—Clay was analyzed by X—ray diffractometry to check the destruction degree of crystallized minerals, using a Geiger flex unit of Rigakudenki Co., Japan.

The amount of amorphous colloids dissolved by different methods was compared and checked with the Segalen's method as a standard, and a photochemical reduction method by the author was examined to reduce working hours.

#### Segalen's method (Comparative method)

Soil sample of 500 mg in a centrifuge tube is treated for 30 min in 50 ml of 8N hydrochloric acid with stirring once in a while. After centrifugation, wash centrifugally with about 50 ml of distilled water, and the extract and washings are made to volume. The 50 ml of 0.5N caustic soda solution is added and centrifuged in a condition of slightly acid. The extract is made to volume.

This procedure is alternately treated eight times, and each time the amounts of silica, aluminum and iron of the extract are determined, and cumulative curves are obtained. The contents of amorphous material are calculated through these curves, on which ordinate distance of crossed point on the extension of the linear part of the cumulative curve shows the amount of amorphous constituents.

#### Photochemical reduction method in oxalic acid solution (Proposed method)

Soil sample 100 mg of 0.5 mm passed is put in a 100 ml tall beaker covering a watch glass on a water bath to decompose organic matter by 30 percent hydrogen peroxide. After complete removal of excess hydrogen peroxide, 100 ml of 0.2N oxalic acid solution (pH: 1.40) is added. The beaker is placed in a thermostat bath adjusted at 40°C 0.5 in a condition of 10,000 lux illumination by a circline type fluorescent lamp, and treated for 6 hours with stirring by hand every one hour. The extract is centrifuged at 3,000 r.p.m. for 10 to 15 min, and made it to volume in a measuring flask. The amount of silica in the solution is determined by Belyayeva's method (1962), and aluminum and iron contents are determined colorimetrically using ferron reagent, following complete decomposition of oxalic acid by a mixture of sulphuric acid, nitric acid and a small quantity of hydrogen peroxide.

## Results and discussion

### 1. Comparison of three different methods to dissolve amorphous constituents from soils.

In the experiment on two Andosols, Kanazawa and Sekigahara, most peaks in X—ray diffraction pattern of clay fraction separated from Tamm's treatment residues were dull and small on the oriented specimens. On the contrary these peaks in the diffractogram of clay fraction from magnesium ribbon treated residue and dithionite treated residue were very sharp on the oriented specimens, especially the peaks at 10.2, 7.2, 5.04 and 3.35 Å for clay fraction of the residue of magnesium reduction treatment were sharper than those of dithionite treatment. It could be suggested that dithionite treatment was more destructive, thereby diffraction peaks were rather smaller and lower than magnesium reduction method, though some quantity of extracting solution might be remained in the specimen. The report of Kawaguchi et al. (1954) showed that magnesium ribbon method needs eight to ten times successive treatment to remove completely amorphous materials from soils, accordingly Tamm's twice treatments were operated following magnesium reduction

treatment. However the amounts of silica and aluminum in the extract were slightly lower than determined by Segalen's method, slightly higher value of iron was obtained. It can be suggested that magnesium reduction was stronger than Segalen's treatment, aluminum and silica probably be less soluble in a condition of coexistence of oxalate and in a strong reduced condition.

## 2. Photochemical reduction method.

In the comparative study between oxalate and oxalic acid for removal of amorphous material, it was found that the dissolved amount of amorphous constituents by oxalic acid was higher than oxalate solution regardless of the kinds of salt. It seems that the tendencies are recognized at Tamm's or magnesium reduction treatment.

On grain size of soil sample affecting the solubility of amorphous material, it was clarified that 0.5 mm passed sample was most valuable practically as shown in Table 1, though the more the surface area of grain, the more the amorphous material dissolves. It was shown that the sample concentration of 0.1 gr in oxalic acid solution of 100 ml is most suitable for extraction of amorphous constituents as shown in Table 2.

For the irradiation time at three different temperatures, the amounts of silica, aluminum and iron in the extract every 2 hours were determined. The dissolved amounts of silica, iron and aluminum increase with increasing irradiation time, where the curves of aluminum content at 40° and 50°C for both soils are closed each other as shown in Fig. 1. As the point 'S' indicates the content of amorphous constituents determined by Segalen's method, it can be epitomized that the amounts of silica and aluminum in the extract at 40°C treated for 6 hours are made an approximation with Segalen's determination. A fluorescent lamp for illumination at reduction treatment has relatively higher three energy peaks as 430 to 450, 540 to 560, and 570 to 590 nm in spectral energy distribution pattern. Tentatively the illumination of 10,000 lux was used. As shown in Table 3, however, even at 5,000 lux irradiation a large quantity of amorphous constituents were dissolved, which showed that the chemical reaction is mainly due to oxalate chelation.

In the case of iron extracted, it did not coincide with the values obtained by both methods, which suggested that iron could be brought into solution more rapidly by the photochemical reduction treatment.

## 3. Comparison of the proposed method with Segalen's and magnesium methods.

The amount of extracted silica on six soil samples determined by the proposed method is closely related each with that of Segalen's method. The amounts of aluminum determined by both methods are closely related.

For iron extracted, however, the photochemical proposed method shows in general a stronger reaction to iron dissolution than Segalen's treatment, and magnesium reduction treatment was strongest as shown in Table 4. The amounts of silica and aluminum dissolved by magnesium reduction treatment indicate relatively lower values to the other two methods.

The content of silica in amorphous material extracted by the proposed method is highly correlated with the amount determined by the Segalen's treatment ( $r = 0.997$ ), and the aluminum content by the proposed method is also highly correlated with those determined by the Segalen's treatment ( $r = 0.995$ ) as shown in Table 5, and Fig. 2-1, 2-2. The amount of iron is fairly well correlated beyond expectations ( $r = 0.964$ ), which shows having no problems in practical use (Fig. 2-3). Through the preliminary experiments, the author decided to apply the photochemical reduction method to determine amorphous material in soils.

Table 6 shows the contents of amorphous silica, aluminum and iron in the soils which are placed according to the order of the total amount of amorphous material expressed on the basis of oven-dry inorganic material. The first group with the lower limit of 25 percent includes typical aeolian volcanic ash soils, regardless of the treated horizons. The soils having less than 25 percent of the content include the Andosols containing fairly well crystallized clay minerals, halloysite and gibbsite, and resedimented or ash-influenced soils. The soils of the lowest content of amorphous material such as Hinoemata, Sekigahara, Kanazawa and Kanzaki soils are included in this group.

The contents of amorphous material of Andosols range from 43 to 11 percent on the basis of oven-dry inorganic material. On the other hand those of a brown forest soil and gray lowland soils are less than 10 percent. The range of total amount of amorphous material for Andosols is not defined yet, however, the Andosols having less than 15 percent in content may stand for intergrades between Andepts and Umbrepts.

The values of phosphorus absorption coefficient are not positively correlated to the content of amorphous material, but the relations are generally evident for Andosols so that the soils having high amount of amorphous material are high in phosphorus absorption coefficient, greater than 1500; the soils having higher 4 percent of aluminum on the basis of oven-dry inorganic soil (Table 6, column 6) and higher than 38 percent of aluminum in total amorphous material are high in P205 absorption coefficient (Table 7, column 7). The values of ratio of total amorphous material to clay determined by hexametaphosphate-pipette method were over a wide range from 101 to 0.25 for Andosols (Table 7, column 6).

### Conclusion

It has been recognized as important to know the amount of amorphous materials in soils for classification of Andosols, for some difficulties are on classification about ash-influenced soils in subtropical humid to temperate humid regions. In order to make an appropriate method of determination of amorphous material in soils, the Segalen's method of differential dissolution by alternate treatment of acid and alkaline was compared with magnesium ribbon reduction method that is more effective and less destructive for crystallized clay minerals through X-ray diffractometry. The amounts of silica and aluminum extracted by magnesium reduction method were slightly lower than the Segalen's treatment, and slightly higher of iron was obtained.

The proposed method by the author is based on oxalate chelation under irradiation by a fluorescent lamp, where the optimum elapse time was regulated to 6 hours which highly correlated with the amount of amorphous constituents determined and calculated by alternate treatment of acid and alkaline after Segalen. The amounts of amorphous silica, aluminum and iron in soils determined by the proposed method were highly correlated with those by Segalen's differential dissolution method.

### Abstract

A method of extraction and determination of amorphous inorganic material in Andosols was proposed. A 0.1 gr soil of 0.5 mm passed is treated photochemically in a 100 ml solution of 0.2N oxalic acid under 10,000 lux illumination by a fluorescent lamp, following a removal of organic matter by hydrogen peroxide. The most suitable time for irradiation treatment was 6 hours keeping at 40°C in a thermostat bath with stirring once in an hour. The extract is centrifuged at 3,000 r.p.m. for 10 to 15 min, the contents of silica, aluminum and iron of the extract are determined colorimetrically.

### Acknowledgments

Grateful appreciation is expressed to Dr. M. Oyama, head of Dept. Soils and Fertilizers, National Institute of Agricultural Sciences, for his helpful criticism through the study. The author is indebted to Dr. S. Fukushi for his valuable advice for preparing this paper.

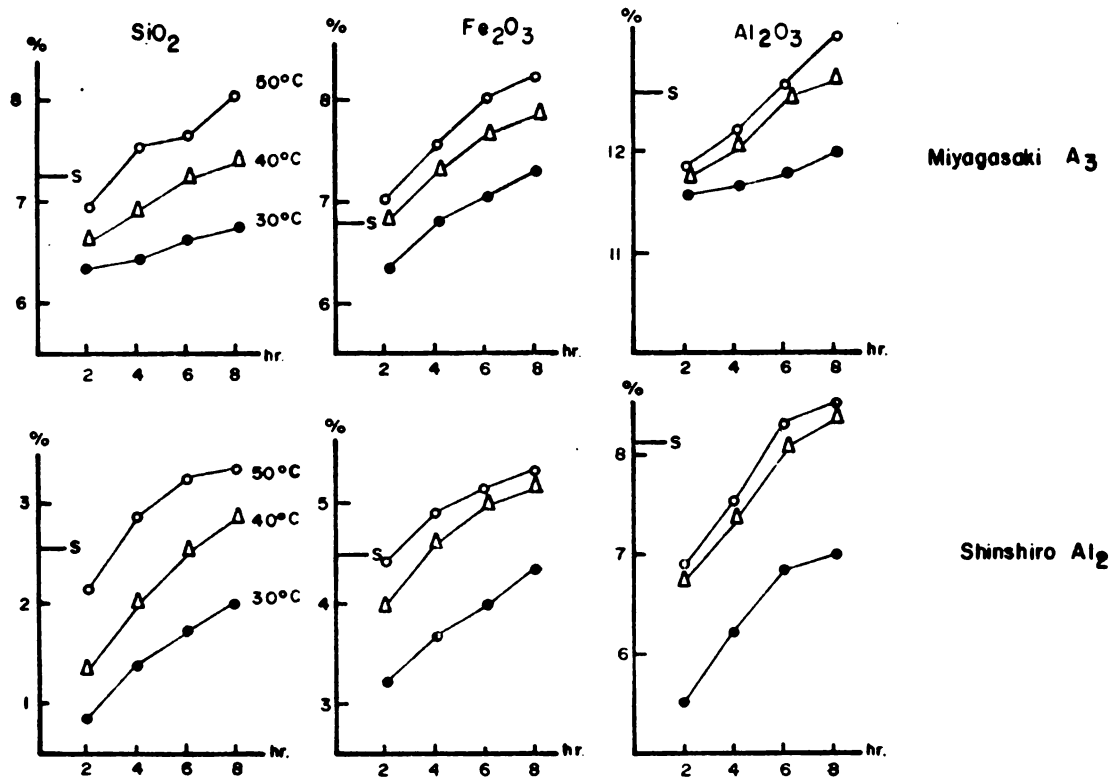


Fig.-1- Extraction curves of SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> at different temperature under 10,000 lux illumination (On air-dry basis). The point 'S' indicates the amount determined by Segalen's method.

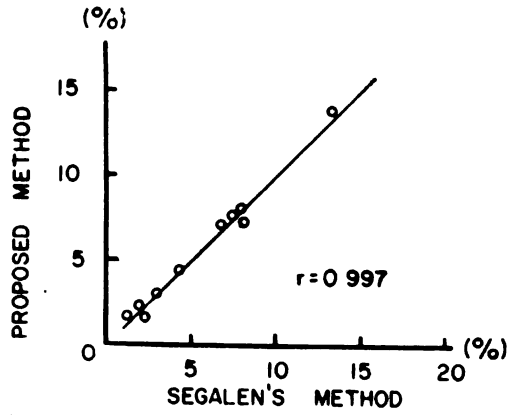


Fig = 2 - 1 = Relationship between  $\text{SiO}_2$  extracted by the proposed method and by Segalen's method.

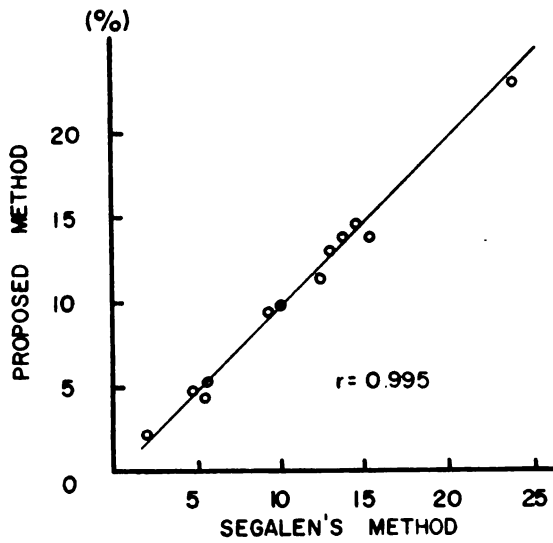


Fig.2-2= Relationship between  $\text{Al}_2\text{O}_3$  extracted by the proposed method and by Segalen's method.

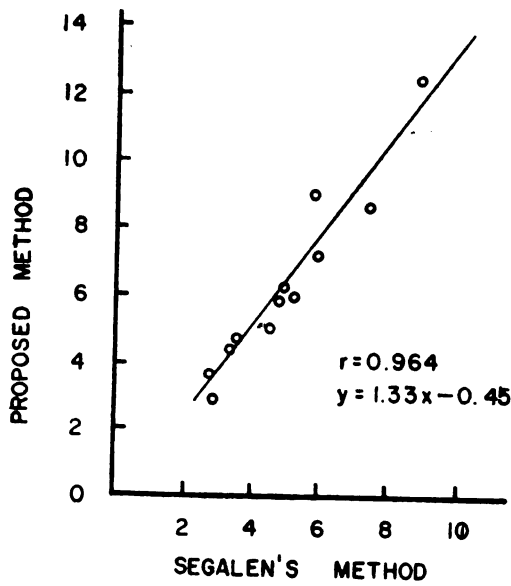


Fig. = 2 - 3 = Relationship between  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  extracte by the proposed method and by Segalen's method.



**TABLE 1. Relation of grain size and free oxides extractability**

(Percent on oven-dry basis)

Size	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
0.2 mm pass	8.07	8.56	13.64	30.27
0.5 "	8.07	8.70	13.61	30.38
1.0 "	8.07	8.42	13.36	29.85
2.0 "	7.97	8.42	13.44	29.83

A 0.1 g sample of Miyagasaki A3 soil, an Andosol, in a 100 ml solution of 0.2N oxalic acid was treated for 16 hours at room temperature in a condition of 10,000 lux illumination.

**TABLE 2. Sample concentration in oxalic acid solution and free oxides extractability**

(Percent on oven-dry basis)

Gramme per 100 ml	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total	Final pH
0.05 gr	8.07	8.98	14.89	31.94	1.39
0.1	8.06	8.70	13.61	30.37	1.39
0.2	8.25	6.12	13.74	28.11	1.40
0.5	5.67	6.00	13.08	24.75	1.40
1.0	5.37	4.55	12.16	22.08	1.40
2.0	4.66	4.13	11.59	20.38	1.42

A sample of Miyagasaki A3 soil, an Andosol, passed a 0.5 mm sieve was treated in a 100 ml solution of oxalic acid for 16 hours at room temperature in a condition of 10,000 lux illumination.

**TABLE 3. Illumination (lux) and its effect on free oxides extractability**

(Percent on oven-dry basis)

Grade of illumination	Miyagasaki A3			Shinshiro A12		
	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Dark	7.49	7.44	11.11	2.41	4.62	6.49
150 lux (room)	8.15	7.95	14.10	2.52	5.43	8.80
5,000 "	8.09	8.33	14.22	2.81	5.73	9.50
9,000 "	8.20	8.52	14.10	2.98	5.77	9.51
10,000 "	8.05	8.37	14.13	2.88	5.65	9.55
11,000 "	8.12	8.56	14.20	2.93	5.84	9.57

A 0.1 g sample of Miyagasaki and Shinshiro soils, Andosols, in a 100 ml solution of 0.2N oxalic acid was treated for 6 hours at 40°C.

TABLE 4. Extraction of SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> by different methods

	(Percent on oven-dry basis)									
	SiO <sub>2</sub>			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						
	Mg reduc. extract.	Segalen extract.	Photo-chemical extract.	Mg reduc. extract.	Segalen extract.	Photo-chemical extract.				
<b>Andosols</b>										
Miyagasaki	A12	6.17	7.04	7.09	7.48	5.96	7.10	12.86	12.39	11.55
"	A3	6.67	8.08	8.05	9.40	7.57	8.55	13.49	14.02	14.13
Shinshiro	A12	1.73	3.01	2.96	5.34	5.30	5.92	9.51	9.58	9.56
Sekigahara	A11	0.78	1.43	1.42	4.46	3.09	3.98	4.84	4.83	4.68
"	A3	0.94	2.12	1.99	4.40	3.41	4.43	4.85	5.75	5.49
Kanazawa	A12	1.03	2.08	2.09	5.04	4.60	5.10	4.90	4.82	4.82
<b>Brown forest soils</b>										
Masuda	A	0.60	1.44	1.47	2.50	2.79	2.92	1.48	2.06	2.12

Magnesium reduction extractable was determined by the modification of Jeffries's method by Kawaguchi et al (1954) following by successive twice treatments with Tamm's solution.

TABLE 5. Amorphous oxides extracted by two different methods.

	(Percent on oven-dry basis)											
	SiO <sub>2</sub>			Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			Total		
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
<b>Andosols</b>												
Miyagasaki	A12	7.04	7.09	5.96	7.10	12.39	11.55	25.39	25.74	12.39	11.55	25.39
"	A3	8.08	8.05	7.57	8.55	14.02	14.13	29.67	30.73	14.02	14.13	29.67
Shinshiro	A12	3.01	2.96	5.30	5.92	9.58	9.56	17.89	18.44	9.58	9.56	17.89
Sekigahara	A3	2.12	1.99	3.41	4.43	5.75	5.49	11.28	11.91	5.75	5.49	11.28
Kanazawa	A12	2.08	2.09	4.60	5.10	4.82	4.82	11.50	12.01	4.82	4.82	11.50
Ubuyama	IVB	7.76	7.68	2.90	3.76	13.10	13.13	23.76	24.57	13.10	13.13	23.76
Kanuma	A12	7.02	6.96	4.95	6.19	14.43	14.37	26.40	27.52	14.43	14.37	26.40
Kanzaki	IIIB21	2.05	2.06	3.54	4.65	5.72	4.29	11.31	11.00	5.72	4.29	11.31
Kuroishibaru	B2C	4.21	4.24	5.94	8.98	10.02	9.88	20.17	23.10	10.02	9.88	20.17
Miura	A3	8.13	7.28	9.15	12.39	15.48	13.81	32.76	33.48	15.48	13.81	32.76
Jonouchi	B22	13.66	13.93	4.90	5.81	24.33	23.09	42.89	42.83	24.33	23.09	42.89
<b>Brown forest soils</b>												
Masuda	A	1.44	1.47	2.79	2.92	2.06	2.12	6.29	6.51	2.06	2.12	6.29

a: Determined by Segalen's method

b: Determined by the proposed photochemical reduction method

TABLE 6. Amorphous material contents extracted by the proposed photochemical reduction method

(On oven-dry inorganic basis)

Soil	Horizon	Amorphous material (%)			Extractability to total content (%)				
		Total	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<b>Andosols</b>	Jonouchi	43.45	14.13	5.89	23.42	48.07	33.32	80.69	57.58
	Kuju	40.95	6.27	11.32	23.36	44.10	13.76	75.05	72.51
	Isehara	40.76	11.77	16.05	12.94				
	Hachioji	40.69	10.28	14.26	16.15				
	Yatabe	40.04	10.77	12.24	17.03				
	Miura	37.29	8.11	13.80	15.38	41.90	17.25	89.13	58.02
	Miyasasaki	33.11	8.68	9.21	15.22	42.18	20.32	77.10	63.83
	Kanuma	30.39	7.69	6.84	15.86	40.77	17.27	69.01	78.87
	Takizawa	25.92	7.42	6.53	11.97	39.00	19.16	64.50	67.97
	Ubuyama	25.24	7.89	3.86	13.49	33.67	15.55	67.75	72.82
	Shinshiro	24.14	3.87	7.75	12.52	30.21	8.49	74.18	52.50
	Kikyogahara	23.45	4.20	8.39	10.86	25.35	8.98	93.29	29.57
	Kuroishibaru	23.33	4.28	9.07	9.98	31.44	10.83	83.15	41.99
	Hirusen	22.69	5.40	4.63	12.66				
	Maebashi	22.56	6.88	4.00	11.68	27.52	14.69	67.72	39.96
	Kitagami	17.52	3.78	6.34	7.40	18.96	6.86	70.51	26.09
	Kurosawajiri	15.47	2.56	6.49	6.42	18.84	5.88	81.01	21.03
Hinoemata	14.20	1.75	6.10	6.35					
Sekigahara	13.18	2.20	4.90	6.08	15.57	3.87	57.98	31.64	
Kanazawa	12.50	2.38	5.48	4.64	15.21	4.34	63.04	24.84	
Kanzaki	11.06	2.07	4.68	4.31	13.58	3.69	70.56	23.12	
<b>Brown forest soils</b>									
Masuda	A	6.88	1.55	3.09	2.24	8.22	2.51	83.43	12.46
<b>Gray lowland soils</b>									
Nagano	B2g	9.28	1.90	4.18	3.20				
Matsumoto	A2g	4.44	1.26	1.78	1.40				

## LITERATURE CITED

- Aguilera, N. H. and M. L. Jackson: Iron oxide removal from soils and clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, 359-364 (1953).
- Anonymous: Summary and technical discussion. *World Soil Resources Reportis*, 14, FAO, 139-142 (1964).
- Belyayeva, N. I.: Colorimetric determination of silicic acid in Tamm's oxalate extracts. *Soviet Soil Sci.*, 7, 763-766 (1962).
- Belyayeva, N. I.: Determination of aluminum in the presence of iron; spectrometric method using the reagent ferron. *Soviet Soil Sci.*, 2, 218-220 (1966).
- De Endredy, A. S.: Estimation of iron oxide in soils and clays by a photolytic method. *Clay Minerals Bull.*, 29, 209-217 (1963).
- Dion, H. G.: Iron oxide removal from clays and its influence on base-exchange properties and X-ray diffraction patterns of the clays. *Soil Sci.*, 58, 411-424 (1944).
- Harada, M.: Studies on weathering of igneous rocks; part 4 on the determination method of free iron oxides by photochemical reactions (in Japanese). *J. Agri. Chem. Japan*, 13, 383-391 (1937).
- Kawaguchi, K. and Y. Matsuo: Determination of free iron oxides in soils (in Japanese). *J. Sci. Soil Manure, Japan*, 25, 31-35 (1954).
- Kawaguchi, K. and K. Kyuma: Lowland Rice Soils in Thailand. *Reports on Research in Southeast Asia, Natural Science Series N-4*, 153, The Center for Southeast Asian Studies, Kyoto Univ. (1969).
- Kawai, K.: Micromorphological studies of Andosols in Japan. *Bull. Nat. Inst. Agri. Sci.*, B 20, 77-154 (1969).
- Mehra, O. P. and M. L. Jackson: Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Miner.* (7th Nat. Conf. Clays and Clay Miner.), 317-327 (1958).
- Schofield, R. K.: Effect of pH on electric charges carried by clay particles. *J. Soil Sci.*, 1, 1-8 (1950).
- Segalen, P.: Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 6, 105-126 (1968).
- Segalen, P.: Extraction du fer libre des sols à l'ultra-violet de solutions oxaliques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, 8, 483-496 (1970).
- Soil Survey Staff, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture: *Soil Classification, A Comprehensive System, 7th Approximation*, U. S. Government Printing Office (1960).
- Soil Survey Staff, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture: *Supplement to Soil Classification (7th Approximation)*. U.S. Government Printing Office (1967).
- Thorp, J. and Guy D. Smith: Higher categories of soil classification. *Soil Sci.*, 67, 117-126 (1949).
- Wada, K. and D. J. Greenland: Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of 'amorphous' constituents in soil clays. *Clay Miner.*, 8, 241-254 (1970).

# PRELIMINARY OBSERVATIONS ON THE DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS IN FOUR ANDOSOLS FROM THE CAUCA REGION OF COLOMBIA

BY DAVID A. JENKINS

DEPARTMENT OF BIOCHEMISTRY AND  
SOIL SCIENCE, UNIVERSITY COLLEGE  
OF NORTH WALES, BANGOR, U. K.

This paper presents trace element analyses of 25 samples from four andosol profiles from the Cauca region of Colombia. The detailed field and laboratory characteristics of these soils have been presented and discussed by Luna (1972). This study forms part of a larger collaborative programme involving analyses of samples from twelve profiles, with the aim of establishing the general pattern of trace element distribution in these soils, and the factors controlling it.

Semiquantitative analysis for 15 trace elements has been carried out by arc spectrography, based on the cathode-layer technique

of Mitchell (1964). The results are presented as ppm. in the ignited soil (470°C — 24 hours), this being a more convenient form the purpose of geochemical comparisons. Values are obtained by visual comparison with standards and as such are restricted to the logarithmic series  $10^{n/8}$  (i. e. .... 10, 13, 18, 24, 32, 42, 56, 75, 100, 130, 180.....). The general accuracy of the method has been established as within  $\pm 2$  units on this scale; this is indicated on the diagrammatic presentation of the results (Fig. 1) where the thick black line represents the estimated value, and the thinner flanking lines the 2 unit spread. The ranges and modal values are given in the table below:

**Trace element contents of 25 samples from 4 Andosol profiles**

	Range	(ppm. ignited sample)	Mode
Ba	<10 —	1300	420
Co	3.2—	18	10
Cr	32 —	130	56
Cu	<10 —	180	42
Ga	10 —	56	32
Li	<1.0—	7.5	3.2
Mn	240 —	3200	750
Ni	3.2—	42	10
Pb	18 —	75	32
Rb	<3.2—	130	7.5
Sr	5.6—	7500	75
Tl	2400 —	>1%	5600
V	130 —	420	240
Y	<1.0—	7.5	1.3
Zr	130 —	1000	420

Not detected in any of the samples:

Ag (<1.0 pp.);	As (<1000 ppm);	Be (<5.6 ppm);	Bi (< 56 ppm);
Cd (<240 ppm);	Cs (< 320 ppm);	Ge (<10 ppm);	La (< 32 ppm);
Sb (<130 ppm);	Sc (< 10 ppm);	Sn (<10 ppm);	Tl (<320 ppm);
Zn (<320 ppm).			

The trace element of an andosol will reflect, firstly, the composition of its parental ash deposit, and secondly, the modifications brought about by pedogenesis. It is probable that ash composition would differ between volcanic cen-

tres, or possible that it might vary intermittently between successive deposits at the same site, or progressively with depth in the same deposit. Between the four profiles there are no major differences which could be interpreted

as indicating different sources of ash, although in other soils studied from the Cauca region, there does appear to be such an effect, indicated by the relatively high Be content of certain profiles. There are no strongly defined discontinuities within the four profiles such as would suggest successive ash deposits, except perhaps in the lowest horizon of both P5 and P11, although again such discontinuities have been recognised in other andosol profiles studied from Cauca. Progressive changes in ash composition would, by their very nature, be hard to differentiate from pedogenic changes: it is for this reason that Borchard and Harward (1971) selected the 125-63 $\mu$  glassy fraction of an ash deposit in Oregon for trace element analysis; they considered it to be less variable in composition than the complete ash deposit and therefore more suitable for correlating parent materials of ash-derived soils.

Overall, the trace element analyses presented in Table I conform with the pattern established for andesitic rocks in general (c.f. Taylor, 1968) and with that for the "Andestic" Formation of Northern Chile" in particular (Siegers et al., 1969). Compared to the latter the modal values for Ba, Co, Cr, Cu, Mn, Ti & V are similar, whilst that of Zr is slightly higher, and those for Ni, Sc & Y and, in particular, Rb & Sr are significantly lower — possibly due to their being leached from the profiles. The ranges for Mn, Zr and, in particular, Ba, Rb & Sr are also more extended, again suggesting pedogenic redistribution: in contrast, the

Plagioclase (Ab<sub>70</sub>An<sub>30</sub>)  
 Biotite (B = 1.67; 2V $\alpha$  = 0—5°)  
 Hornblende (Green  $\gamma$  = 1.67)  
 Augite (salitic;  $\alpha$  = 1.69)  
 Hypersthene (En<sub>70</sub>Fs<sub>30</sub>)  
 Magnetite (+ 30% ilmenite)

Information relating to pedogenic redistribution is embodied in the trends shown by elements within the profiles (Fig. 1). For example, V is relatively constant within all four profiles, which could be consistent with its high concentration (2400 ppm) in the stable iron ore minerals. Pb also tends to be constant, although for less obvious reasons, as do Co, Cu, Cr, Ga and Ni in one or more of the profiles; the behaviour of Co, Cr and Ni might again be explicable in terms of their occurrence in iron ore minerals. By contrast the behaviour of Zr and, in certain profiles (P. 10), Ni tends to be irregular. Of the elements showing recognisable trends, Cu, Ni, and in particular Cr tend to increase with depth (e.g. P1 and P5). By contrast, in one or two profiles (e.g. P5) Ba, Mn,

range for Cr is more limited, suggesting immobility within the soil profile.

Mobility of trace elements during pedogenesis will depend on the stabilities of their host minerals in the particular chemical environment of the Andosol. Impressions based on visible signs of etching of sand-sized grain suggest that the relative order of stability amongst the heavy minerals is: orthopyroxene < amphibole < clinopyroxene < iron ore minerals. Samples of glass and of individual mineral species were concentrated from the 200-63 $\mu$  fractions of P1 and P5 by sieving, by magnetic and density fractionation, and by hand-picking: their identity and purity has been established by optical and X-ray diffraction analysis.

The sample of fresh glass analysed ( $\mu$  = 1.497 SG = 2.27—2.54) has a similar trace element composition to that studied by Borchard & Harward (1971). It contained Cr, Ga, Ni, Pb, V and Zr at concentrations below the lowest values encountered in the total soils, and Cu, Mn and Co at concentrations below the modal values for the soils, whilst those for Ba, Rb, Sr and Y are higher. This indicates a glass composition more acidic than that of the overall ash deposits and is explicable in terms of the selective abstraction of trace elements from the magma during the crystallisation of specific minerals. For example, samples of feldspar, ferromagnesian and iron-ore minerals all show a predictable enrichment in trace elements over the modal value for the soils, i. e.:

strong (>x4)	weak (<x4)
Sr.	
Co > Ni, Pb, Rb	Ba, Cu, Mn, Ti
	Co, Mn, Ni, Sc, Sr, Ti
	Co
	Zn
Ni > Co, Cr, V, Ti	Sr, Zn > Mn

Rb, and Sr also increase with depth to a maximum and then decrease, whilst in other profiles, together with Cu and Y they decrease markedly with depth. The elements Ba, Rb and Sr, and to a lesser degree Cr, Cu, Mn and Ni, show the most marked variations, suggesting a greater mobility and susceptibility to such processes as leaching and organic accumulation. In these results there is little evidence of any strong correlation between a trace element's concentration and organic matter content, but there are covariations apparent between Ba and Mn concentrations, and also between those of Rb and Sr.

However, it is obviously premature to attempt to draw general conclusions from this

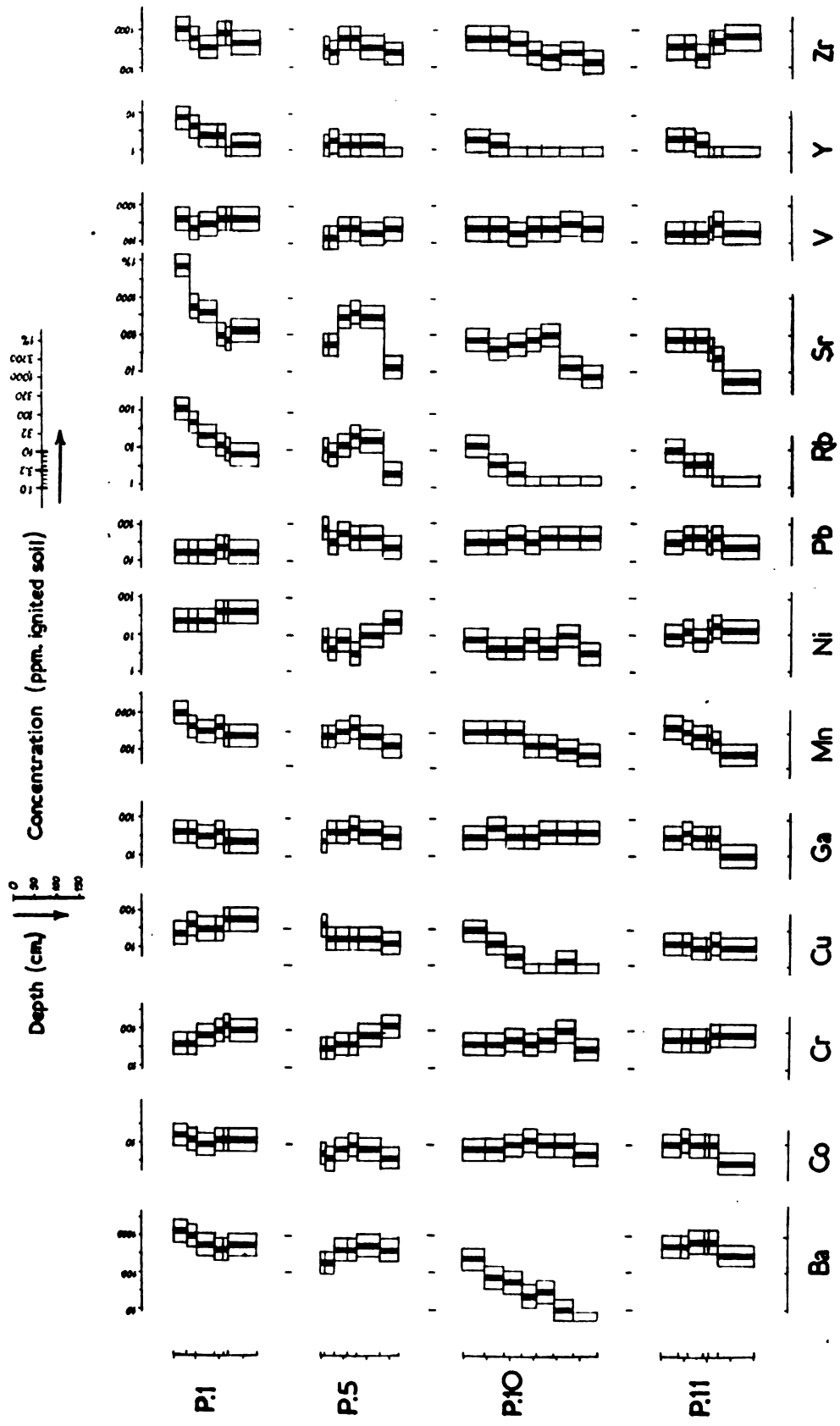


Fig. 1. Trace element distribution in four Andosol Profiles from Cauca, Colombia.

initial group of analyses. The remainder of this research programme will include a statistical analysis of the covariation between trace element concentrations in the 12 profiles and soil parameters such as % organic carbon, % clay; pH etc., and also the use of differential extraction techniques to assess the association of individual elements with particular soil frac-

tions. One of the major problems in interpreting the trace element content of andosol profiles lies in establishing the homogeneity or otherwise of the parental ash deposit. For this, detailed mineralogical data for the profiles are essential: such analyses are included in the programme planned by Dr. C. Luna.

#### REFERENCES

- Borchardt, G.A. & M.E. Harward, (1971). Trace element correlation of Volcanic Ash Soils. *Soil Soc. Amer. Proc.* **35**, 626-30.
- Luna, C. (1972) (Paper to be presented at Pasto).
- Mitchell, R.L. (1964) *The Spectrographic Analysis of Soils, Plants and Related Materials*. Techn. Comm. N<sup>o</sup> 44(a). Comm. Bur. Soils, Harpenden, U. K.
- Siegers, A., H. Pichler & W. Zeil (1969). Trace element abundances in the "Andesite" formation of Northern Chile. *Geochim. & Cosmochim. Acta* **33**, 882-6.
- Taylor, S.R. (1968) Trace element geochemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Proc. Symposium on Andesites* (Univ. Oregon, A.G.U. Monograph).



# CONTRIBUCION AL ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES Y DE LA NATURALEZA DE LOS SUELOS CON ALOFANA DE LAS ANTILLAS Y LA AMERICA LATINA

F. COLMET-DAAGE, J., M. GAUTHEYROU y C. de KIMPE

Traducido por: Fausto A. MALDONADO P.

## INTRODUCCION

Las técnicas de análisis utilizadas para el estudio de los suelos se adaptan mal, con frecuencia, al estudio de suelos que contienen sustancias alofánicas, y las conclusiones obtenidas pueden ser a menudo falsas. Especialmente son importantes los errores en el caso del análisis granulométrico, de las determinaciones de capacidad de intercambio, de las propiedades hídricas de los suelos, etc.

Nos ha parecido útil, por las razones expuestas, volver a estudiar los métodos de manera más sistemática.

## LA DISPERSION

Sea que se trabaje con suelo conservado con su humedad natural, sea con suelo secado al aire a la temperatura ordinaria, las correcciones de la humedad para representar los resultados en porcentaje de suelo secado en estufa a 105° pueden ser considerables y se ha asegurado de la fidelidad de las medidas después de ocho horas de secado en la estufa.

Se efectúa sistemáticamente la destrucción de la materia orgánica. Ciertas formas parecen particularmente resistentes a los reactivos oxidantes; así, el agua oxigenada a 30 volúmenes y en frío, no destruye sino 30 a 40 % de la materia orgánica total, aunque el calentamiento mejora el ataque. Es preferible usar agua oxigenada de 130 volúmenes, primero en frío durante varias horas, después a 80° de temperatura. De este modo, se destruye de 80 a 100% de las materias orgánicas totales. Hay que observar que un contacto prolongado en frío, por ejemplo de 20 horas, es más eficaz que un calentamiento con ebullición en tiempo más corto. No parece que se produzca una disolución de la alofana, pues el filtrado del ataque con agua oxigenada contiene muy poca sílice, hierro y alúmina. Cuando se hace el ataque el suelo con su humedad natural, se disminuye la eficacia del mismo, sin duda debido al efecto de dilución.

Todos los suelos se han sometido a las on-

das ultrasónicas durante 15 minutos. Se han extraído sistemáticamente todas las arenas magnéticas pues se ha observado que su presencia ocasiona grandes irregularidades en la dispersión, mientras que su eliminación permite la obtención de resultados fielmente reproducibles. Actualmente no podemos explicar todavía la razón de este fenómeno.

**Horizontes de superficie (20 a 30 primeros centímetros)**

Se ha ensayado con toda una gama de pH desde 2,5 hasta 11, en medias unidades de pH, sea con ácido clorhídrico, sea con amoníaco o soda.

Los suelos previamente secados al aire se dispersan correctamente en medio ácido, cerca de pH 3, pero se debe ajustar el pH al grado óptimo con una exactitud de 0,25 unidad de pH. Además, este pH óptimo de dispersión varía según los suelos: es menor de una unidad de pH en los suelos que tienen gibsita (2,5), que en los suelos sin gibsita (3,5). Ajustar el pH es una operación larga y delicada, se necesitan varias horas para conseguir la estabilización.

Es más fácil y seguro, entonces, operar en medio básico. La dispersión es ya satisfactoria a pH 8 con ciertos suelos, pero es aún mejor en otros, cuando se pasa a pH más alto. En el caso de suelos que no contienen gibsita, el contenido de arcilla es similar sea obtenido en medio básico, sea en medio ácido al pH óptimo. Por el contrario, con los suelos que contienen gibsita, la dispersión en medio básica da resultados mucho mejores.

El pirofosfato de sodio asegura una dispersión igual y a menudo mejor que la que se obtiene con el amoníaco o el ácido clorhídrico. El hexametáfosfato da contenidos de arcilla siempre inferiores y por lo tanto no conviene.

Si se parte del suelo conservado en su humedad natural, los resultados difieren claramente. En este caso, la dispersión en medio ácido

es muy pequeña o insignificante. Es siempre mejor en cambio, en medio básico en suelo húmedo, que en suelo seco al aire y este mejoramiento es pequeño o grande según los suelos. Generalmente no es necesario llegar a valores muy altos de pH con los suelos húmedos como con los suelos secos al aire. Sin embargo el pirofosfato da los mismos resultados que con suelo seco al aire.

Se recomienda entonces la dispersión en medio básico, con suelo conservado húmedo, para los horizontes de superficie y en especial con los suelos que contienen gibsita.  
**Horizontes de profundidad**

#### **Suelos sin gibsita**

Que el suelo se haya conservado en su humedad natural o que se haya secado previamente al aire, la dispersión no es posible sino en medio ácido. Sin embargo algunos suelos jóvenes con alofana pueden dispersarse incompletamente en medio básico, pero solo cuando han sido secados al aire. Estos suelos tienen con frecuencia un poco de montmorillonita.

Trabajar con suelo conservado en su humedad natural da resultados claramente mejores que con suelo seco al aire. El ajuste del pH entre 3,5 y 4,5 debe ser preciso si se desea obtener el máximo de fracción fina y es necesario esperar varias horas a que se haya estabilizado.

#### **Suelos con gibsita**

Los resultados son variables según los suelos y la dispersión es con frecuencia incompleta.

Cuando el contenido en gibsita es moderado, parece que para ciertos suelos solo tiene la suspensión en medio ácido; con otros suelos, en cambio, se observan dos niveles de dispersión, uno en medio ácido, otro en medio básico.

En presencia de contenido relativamente importante de gibsita, los mejores resultados de la dispersión son en medio básico y sobre todo con la soda. Algunos suelos no se dispersan en medio ácido.

De manera general, la dispersión es más completa cuando no hay sino un nivel de dispersión. Cuando la suspensión se realiza en medio ácido y también en medio básico, parece ser incompleta, irregular y poco confiable.

La dispersión puede ser mejor cuando se parte del suelo conservado en su humedad na-

tural, pero cuando se trata en medio básico conviene más utilizar suelo seco al aire. Con el pirofosfato, la dispersión es mediocre en suelo seco al aire e insignificante en el suelo conservado en su humedad natural.

Es entonces difícil dar reglas precisas en el caso de suelos que contienen gibsita.

#### **Suelos de transición alofana-haloisita**

Cuando el carácter arcilloso del suelo es todavía poco sensible al tacto, pero las rayas de la haloisita aparecen ya claramente en los Rayos X, la suspensión es mucho mejor en medio básico que en medio ácido. Los resultados son menos buenos y menos reproducibles con el suelo seco al aire que con suelo húmedo con su humedad natural.

En cuanto la presencia de la haloisita confiere al suelo una textura limo-arcillosa al tacto, la dispersión no es posible sino en medio exclusivamente básico.

#### **Productos dispersados en medio ácido o básico.**

Cuando los suelos se dispersan sea en medio ácido, sea en medio básico, los resultados son mejores en el primero con ciertos suelos, en el otro con suelos diferentes, aunque pueden ser similares en los dos casos. Los diagramas obtenidos con los rayos X o infrarrojos, no revelan, en todos estos casos, diferencias sensibles de composición en los productos extraídos inferiores a dos micras.

Cuando se trabaja, no separada sino sucesivamente, primero en medio básico, con eliminación de las fracciones finas puestas en suspensión, después en medio ácido, o inversamente, no se observa tampoco modificaciones sensibles de los diagramas; sino solo un afinamiento y crecimiento de las rayas de los minerales primarios a consecuencia de la eliminación de una parte de la alofana. Este aumento de intensidad de las rayas es tanto más notable cuanto más importante es la proporción de sustancias acarreadas después de la primera dispersión ácida o básica.

Se ha utilizado la técnica preconizada por RUSSEL para la separación de la imogolita y la alofana, en diversos suelos con alofana. El aspecto de los productos obtenidos, visto en el microscopio electrónico, no parece presentar diferencias notables con la muestra original: se observan paquetes de finas fibras, residuos primarios más o menos corroídos y en ciertos casos bastoncitos largos.

## Variaciones de la naturaleza de las partículas en función de sus dimensiones

Tratar de conocer por sedimentación o centrifugación las dimensiones de las partículas separadas es bastante discutible en el caso de suelos con alofana, porque una parte del material tiene formas mal definidas o en fibrillas finas muy alargadas. En ciertas muestras, sólo las partículas primarias parecen tener formas relativamente regulares que responden a las leyes de la sedimentación.

Además se comprueba, que la repetición alternada de dispersión y de centrifugación, incrementa la proporción de las partículas más finas, por fragmentación, lo que no se produce con los suelos con caolinita.

Hecha esta restricción, se comprueba que hay una concentración, en la fracción más cercana a 2 micras, de gibsita, cristobalita, feldspatos y otros minerales primarios. Parece que pasa lo mismo con la caolinita y podemos preguntarnos si esta asociación es independiente o está en relación con procesos de génesis de la caolinita.

El aumento de aluminios tetraédricos en las fracciones más finas, hace pensar, por el contrario, que una proporción importante de las sustancias alofánicas se reúne allí. La abundancia de  $Al^{VI}$  en la totalidad de la fracción inferior a 2 micras puede, en efecto, enmascarar los  $Al^{VI}$  que no aparecen claramente sino en las clases de partículas muy finas. En ciertos suelos con alofana relativamente jóvenes, no aparece esta segregación, la proporción de  $Al^{VI}$  es grande y permanece así en cualquier clase de partículas. En este caso habría dominancia de partículas muy finas que se podría encontrar idénticas en todas las clases de partículas, pero en cantidad mayor o menor.

En los suelos con haloisita, todavía relativamente poco evolucionados, este mineral arcilloso se presenta en forma de glomérulos o de tubos muy pequeños hinchados. Las partículas son muy pequeñas y se las encuentra de naturaleza aparentemente uniforme en todas sus clases.

Parece que sucede lo mismo con los minerales arcillosos de  $14 \text{ \AA}$  de naturaleza a menudo mal definida que encuentra frecuentemente en ciertos suelos con alofana. La variabilidad

de las rayas a  $14 - 17 \text{ \AA}$ , según la extracción para una misma muestra, impide sin embargo, sacar conclusiones precisas y seguras sobre su constitución y distribución.

En todos los suelos que no contienen formas cristalinas de hidróxidos de hierro; la coloración de herrumbre muy oscura de las partículas muy finas se opone al color pardo claro de las partículas cercanas a 2 micras. Sería posible por lo tanto, pensar en una acumulación del hierro en las fracciones más finas. El análisis muestra que esto no es verdad y el hierro es a menudo más abundante en las fracciones cercanas a dos micras.

Ciertas observaciones permanecen sin explicación. Así, los dos máximos de la banda  $H_2O$  de absorción en infrarrojo a  $1630$  y  $1690\text{cm}^{-1}$  se invierte según el tamaño de las partículas.

## ENSAYO DE LA DETERMINACION DE LA PROPORCION DE SUSTANCIAS ALOFANICAS

Las técnicas acostumbradas de estudio de los minerales arcillosos por difracción de rayos X, espectrografía en infrarrojo, etc. . . no informan bien sobre la naturaleza y la proporción de sustancias alofánicas presentes, en relación con otros productos que pueden estar mezclados. La disolución relativamente fácil de las sustancias alofánicas en soluciones ácidas o básicas, permite una estimación cuantitativa.

Se trata de seguir simultáneamente, por medio de ataques sucesivos de fuerza disolvente moderada, las variaciones de la composición de las sustancias producidas y las transformaciones que sufren los residuos. El ataque elemental ácido-base se repite varias veces y comprende un contacto de una media hora con el ácido clorhídrico 6N en frío, seguido, después de lavado, con soda 0,5 N a ebullición durante 5 minutos. Los productos solubilizados por este doble ataque se analizan juntos (SEGALEN, 1968).

La disolución de la alúmina es extremadamente importante y rápida en los suelos con alofana. La casi totalidad se disuelve ya en el segundo ataque. Las curvas de disolución se doblan entonces muy fuertemente después de la primera o segunda extracción. El comportamiento del hierro es muy parecido al del aluminio.

La disolución de la sílice es importante, pero más gradual que la del aluminio. A los productos disueltos de baja relación sílice/alúmina en las primeras extracciones suceden en las extracciones siguientes, sustancias solubilizadas de una relación sílice/alúmina mucho más alta.

La forma y disposición general de las curvas de disolución de la alúmina, hierro y sílice son similares si se trata de suelos con alofana muy hidratados o de suelos jóvenes con alofa-

na. Sin embargo, en este último caso, las cantidades de alúmina y de hierro disueltos son claramente menores, mientras que la disolución de la sílice a menudo es igualmente importante. La alofana parece entonces más sílice, pero es probable que la presencia en estos suelos jóvenes, de minerales primarios pequeños, ocasione una sobrecarga de sílice. A productos solubilizados de relación molecular sílice/alúmina de 1 a 3 en las primeras extracciones, pueden seguir en las siguientes, en el caso de suelos jóvenes con alofana, sustancias de relación sílice/alúmina aún más alta, llegando a veces a 20 - 25.

No parece que la disolución de partículas pueda explicar contenidos tan altos de sílice. A una cantidad importante de sustancia alifánica disuelta en las dos primeras extracciones ácido-base y que puede estimarse cuantitativamente, seguiría entonces, en cantidad mucho menor, un producto considerablemente más síliceo que puede parecer de naturaleza diferente.

Después de cinco o seis ataques ácido-base, más o menos 70 a 95% de la fracción inferior a 2 micras se ha disuelto. La desaparición de las sustancias alofánicas deja aparecer con más claridad e intensidad, en los residuos del ataque, las rayas de los minerales primarios o secundarios tales como la cristobalita, cuarzo, caolinita. La comparación de la intensidad de estas rayas y de aquellas de la gibsita permite apreciar, en cierta medida, la importancia respectiva de estos productos en diversas etapas de la disolución. La resistencia de la gibsita a los reactivos de extracción es además, variable según los suelos.

La espectrografía en infrarrojo hace resaltar mejor que los rayos X la desaparición de la alofana. Desde la primera extracción hay un importante deslizamiento de la banda de deformación  $\text{SiO}$  a  $950\text{cm}^{-1}$ , hacia frecuencias superiores a  $1000\text{cm}^{-1}$  indicando así una disminución considerable de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  en el residuo. El incremento de la banda a  $800\text{cm}^{-1}$  parece ligado a aquel de la raya a 4,05 A en los rayos X de la cristobalita. El hecho que las rayas en rayos X de la cristobalita parezcan afinarse e intensificarse más claramente que las del cuarzo, indicaría que hay no solamente incremento cuantitativo de la cristobalita, sino también desprendimiento de la ganga alofánica que enmascaraban en parte estas rayas. Sin embargo, no es posible saber si los altos valores de sílice encontrados, en relación con la alúmina, después de la segunda extracción, deben atribuirse a partículas síliceas independientes o a la disolución de partes más resistentes de las sustancias alofánicas, que afloran por la desaparición de la ganga esencialmente aluminosa.

Si en lugar de realizar los ataques en la fracción inferior a 2 micras, se parte del suelo completo (tamizado a 2 mm) las curvas de disolución de la alúmina, hierro y sílice tienen una forma muy similar. Naturalmente, las cantidades disueltas son menos importantes que para la fracción fina, pero la inflexión de las curvas de disolución del aluminio y del hierro es a veces aún más notable, lo que permite una estimación satisfactoria de las sustancias alofánicas presentes. Al contrario, parece que la abundancia de partículas primarias implica cierta sobrecarga sílicea, aunque se haya demostrado que los limos y arenas superiores a 50 micras eran poco atacados. El trabajo con fracción fina inferior a 2 micras informa mejor por lo visto, sobre la naturaleza de las sustancias alofánicas.

Ciertas formas de haloisita, que se encuentran en suelos todavía relativamente poco desarrollados, se disuelven fácilmente en el reactivo ácido-base. Al contrario, la haloisita de los suelos ya muy evolucionados, de tendencia ferráltica, es poco soluble.

La disolución de la alúmina y del hierro es progresiva y la forma de las curvas muy diferente de la que se observa en el caso de los suelos con alofana. Esta técnica permite distinguir varias facies de haloisita de solubilidad variada. Ciertas formas se disuelven casi totalmente después de seis ataques ácido-base, pero para otras hay que utilizar alrededor de 15 ataques sucesivos.

Cuando los suelos presentan simultáneamente ciertos caracteres de la alofana y de la haloisita, es difícil de distinguir estas dos sustancias, y esto tanto más que en estos suelos la haloisita existe en forma especialmente soluble. Aun más podemos preguntarnos si esta solubilidad muy variada de la haloisita, tal como aparece en los rayos X, indica un pasaje continuo haloisita/alofana, más bien que una mezcla de las sustancias. Los diagramas de rayos X muestran que los residuos son muy poco modificados por los ataques sucesivos, lo que parece indicar que no hay desprendimiento, de la haloisita, de una ganga alofánica cuya desaparición habría ocasionado el afinamiento de las rayas de la haloisita. Por el contrario, la espectrografía en infrarrojo indica un mejoramiento muy claro de las bandas de absorción de la haloisita y esto ya en la primera extracción, poco en las siguientes.

Con ciertas formas de haloisitas muy solubles, la repetición de los ataques termina por ocasionar una deterioración de los diagramas de rayos X con ensanchamiento y descenso de las rayas de haloisita. Este fenómeno es toda-

vía más notable con los espectros de infrarrojo y se observa sobre los residuos de las últimas extracciones, el desarrollo de una verdadera fase pseudo-alofánica absorbe de nuevo fuertemente, hacia  $3400\text{cm}^{-1}$  y  $1620\text{cm}^{-1}$ , como en el producto inicial y aún más.

La forma de las curvas de disolución del hierro en todos los suelos con alofana y haloisita, que no contienen goetita, es análoga. La disolución es enorme en las primeras extracciones, después fuertemente disminuida a continuación. El examen de los residuos de los ataques no da ninguna información cierta, pues están ausentes o son apenas sensibles las rayas atribuibles eventualmente a las formas cristalinas de hierro.

Si para el aluminio, las cantidades solubilizadas en las dos primeras extracciones parecen muy en relación con la cantidad de alofana presente, es decir con el grado de evolución del suelo (en ausencia de gibsita), en el caso de este hierro amorfo a los rayos X, es preponderante más bien la naturaleza del material de partida. Los contenidos son claramente más altos con los suelos derivados de cenizas basálticas que con los derivados de cenizas andesíticas o dacíticas.

La técnica de disolución diferencial aporta entonces con una contribución evidente al estudio de la naturaleza y de los contenidos de sustancias alofánicas y permite la distinción de diversas facies de la haloisita de solubilidad variada. La comparación de los resultados obtenidos en suelos de naturaleza diferente debe hacerse con prudencia, pues pequeñas modificaciones del modo de operación, por ejemplo en la selección de la relación suelo/reactivo, pueden ocasionar cambios notables no solo de la cantidad global de los productos disueltos; sino también de la composición de estos. Aumentar la cantidad de reactivo para un mismo peso de sustancia atacada, puede conducir así, con ciertos suelos, a un aumento muy sensible de la sílice disuelta, sin modificaciones claras del aluminio y hierro solubilizados. En efecto, el método utilizado ha sido creado esencialmente para el estudio de pequeñas cantidades de materiales amorfos, asociados a importantes cantidades de productos resistentes a la disolución. En el caso de los suelos con alofana y de ciertos suelos con haloisita, a menudo se presenta lo inverso. Sin que los resultados expuestos anteriormente sean puestos en duda, es verdad que una mejor adaptación de la relación suelo/reactivo, así como de la duración del ataque a los principales tipos de suelo, mejorará el método, contribuirá a atenuar ciertas irregularidades que se comprueba existen a veces en las curvas de disolución, y aportará nuevas enseñanzas.

## MEDIDA DE LA CAPACIDAD DE INTERCAMBIO DE CATIONES

Tal vez es ilusorio buscar el método perfectamente adaptado para determinar la capacidad de intercambio de cationes cuando se trata de suelos con alofana. Parece más bien necesario utilizar y comparar los resultados obtenidos con diversos métodos. Sin embargo, es preciso que los resultados de estas técnicas sean bien reproducibles, siguiendo las medidas y el modo de operación rigurosamente.

### Técnicas con eliminación del exceso de solución saturante con alcohol

Diversos ensayos efectuados con suelos secos al aire o conservados húmedos han demostrado que el tiempo del primer contacto entre el suelo y el reactivo de saturación debe ser de 16 horas, por lo menos, con ciertos suelos. Con todo, para muchos suelos una duración inferior es suficiente.

2 g de suelo se ponen en contacto con 30 ml del reactivo de saturación y luego se centrifugan. La operación se repite tres veces. El lavado con alcohol y la extracción se hacen del mismo modo.

Se emplea el alcohol puro a  $95^\circ\text{GL}$ , pero con ciertos suelos es necesario recurrir a soluciones diluidas para evitar tomas en masa. La neutralización, a pH 7, de las impurezas volátiles del alcohol se controla por medio de un indicador coloreado que se utiliza después de haber diluido en agua una toma de ensayo para permitir una buena apreciación del cambio de color.

La eliminación completa del amonio por la solución de cloruro de potasio se controla por medio del ataque Kjeldahl del residuo, deduciendo por cálculo el nitrógeno total inicial del suelo.

Cuando se adopta un modo de operación riguroso, la reproductibilidad de los resultados puede considerarse como excelente con muchos suelos y satisfactoria con casi todos.

La división del suelo seco al aire tiene poca influencia en los resultados. Trabajando con partículas finamente divididas, inferiores a 0,05 mm, ciertos suelos se vuelven pastosos, lo que vuelve difíciles los intercambios suelo-solución y puede conducir a resultados menores que con el suelo que pasa por el tamiz de 2 o 0,2 mm. Se ha comprobado que en el caso de materiales inertes, como el cuarzo pulverizado, el arrastre de la solución saturante residual por el alcohol es excelente.

Como lo han indicado muchos autores, la influencia del pH de la solución saturante puede ser considerable, por lo tanto se ha medido el pH de las soluciones saturantes, de lavado y de extracción, después de cada centrifugación. Los resultados pueden variar, con ciertos suelos, de 1 a 3 o más, para soluciones de saturación comprendidas entre el pH 4,5 y pH 9,5. Hay que anotar una inflexión entre el pH 7 y pH 7,5 que corresponde a una zona de menor variación. La capacidad de intercambio aumenta más entre pH 7,5 y pH 9,5 que entre pH 4,5 y pH 7.

Si se utilizan cationes y aniones diversos, en soluciones normales, cuando se satura y en la extracción, los resultados no se modifican de manera notable, excepto en raros casos. Cuando se escoge el cloruro de amonio para la saturación, los resultados son menores que con el acetato de amonio. Esta diferencia puede explicarse por los valores más bajos de pH (alrededor de una unidad) que toma la solución saturante no tamponada de cloruro en contacto con el suelo.

En el caso de la extracción, los resultados varían poco, sea que se utilice el potasio, sea el sodio, amonio o calcio. Sin embargo, el sodio parece menos energético para desplazar los cationes fijados. Los resultados son menores con el anión nitrato y fosfato que con el cloruro o el acetato.

En medio acético, tanto en la saturación como en la extracción, el potasio da entonces, en todos los casos, valores ligeramente superiores los que se obtienen con el sodio. La adición al acetato de amonio 0,8 N, de nitrato de amonio 0,2 N, con lo que el conjunto queda normal en amonio, no modifica los resultados.

Cuando se trabaja con cloruro de calcio

Peso de la muestra (g)		SUELO HUMEDO					SUELO SECO
		2	4	5	6	10	2
Cap. de intercambio	Mues. 1	20	27	36	45*	49	23
en meq/100 g	Mues. 2	21	25*	26	30	34	20
suelos con alofana							

\* equivalente a 2 g de suelo seco al aire.

En la medida en que esta hipótesis es exacta, la desecación del suelo no es la única causa de esta disminución de la capacidad de intercambio de cationes. Si en efecto, y esto viene a ser lo mismo, se aumenta el número de lavados con alcohol puro, la disminución de la capacidad de intercambio es muy sensible, mientras que es muy pequeña en el caso de los ver-

tamponado a pH 7 con trietanolamina, los resultados difieren poco de los que se obtienen con otros cationes, pero ciertos suelos con alofana se vuelven muy pastosos, lo que vuelve el análisis difícil y ocasiona incertidumbre en las medidas. Esta modificación física del suelo no ha incitado a verificar con los rayos X, que la separación de las rayas de las arcillas de dilatación, del tipo de la montmorillonita, no se modifica con la trietanolamina.

Todos los resultados citados anteriormente se han obtenido con un mismo peso de suelo seco al aire, en condiciones idénticas de análisis, habiéndose modificado sólo la naturaleza del reactivo de saturación o de extracción. Si en lugar de trabajar con suelo seco al aire se parte del suelo conservado en su humedad natural, al comparar los resultados de los dos casos, en muestras que corresponden a un mismo peso de suelo seco a 105°C, se encuentran diferencias considerables en ciertos suelos, siendo éstas en algunos casos, del doble o más.

En realidad, el problema es más complejo que una simple diferencia entre suelo conservado húmedo y suelo seco al aire. En efecto, la modificación de la relación reactivo/suelo (siempre que esta relación permanezca idéntica para saturación, lavado con alcohol y extracción), ocasiona pocas variaciones en el suelo seco al aire, pero origina diferencias considerables si se trata de suelo conservado húmedo. La capacidad de intercambio es tanto mayor cuanto menor es la relación reactivo/suelo, tanto menor cuanto menos suelo hay para una misma cantidad de reactivo. En este último caso, la capacidad de intercambio puede tender hacia la del suelo seco al aire. Entonces, es posible pensar que al aumentar la proporción de alcohol utilizada con relación al suelo, se produce una deshidratación gradual del suelo en el transcurso de los lavados sucesivos.

tisoles tratados de la misma manera. Por el contrario, con el alcohol diluido a la mitad, la disminución de la capacidad de intercambio es mucho más acentuada que con el alcohol puro, y eso con una desecación del suelo menor.

Por otra parte, esta disminución es sensiblemente más importante en el suelo seco al aire

que en el suelo húmedo, aunque la diferencia no sea muy importante.

Sin embargo, la determinación del nitrógeno en el residuo, con el ataque Kjeldahl, teniendo en cuenta el nitrógeno inicial del suelo, muestra que la extracción del amonio fijado, con el cloruro de potasio, ha sido completa.

En conclusión, la técnica de lavado con alcohol del exceso de solución saturante, da resultados que se pueden reproducir fielmente, si se sigue rigurosamente el modo de operación. En cambio, los resultados pueden variar considerablemente con número de lavados con el alcohol. Al efectuar las determinaciones con el equivalente de un mismo peso de suelo, calculado como suelo seco a 105°C, los resultados difieren enormemente según se trate el suelo seco al aire o de suelo conservado en su humedad natural. El volumen del suelo utilizado puede entonces variar de 1 a 3. Los sitios de intercambio serían entonces más importantes en suelo conservado húmedo que en suelos secos al aire, esto en el caso de los hidrandepts.

Se han ensayado también diversos tratamientos previos para conocer su influencia sobre la capacidad de intercambio de cationes cuando se utiliza esta técnica del lavado con alcohol. Ante todo, es así como la repetición sucesiva del ciclo completo de la determinación de la capacidad de intercambio en la misma muestra, ocasiona un aumento sensible de esta capacidad. Luego hay modificación de los sitios de intercambio.

La destrucción previa de la materia orgánica con el agua oxigenada de 120 volúmenes, ocasiona una fuerte reducción de la capacidad de intercambio en los horizontes humíferos de la superficie, debido a la eliminación de los sitios de intercambio de esta materia orgánica, pero no produce sino pocas modificaciones en los horizontes profundos. Sin embargo en ciertos casos, los horizontes de profundidad pueden contener aún de 2 a 3% de materia orgánica.

Un pretratamiento de ciertos suelos con amoníaco o soda puede conducir a la obtención de valores dos veces mayores que con los testigos. Sucede lo mismo con el tratamiento de deferrificación con el citrato-ditionito de MEHRA y JACKSON (1960), o el tratamiento con el citrato de sodio.

Al contrario, los tratamientos ácidos, se trate del ácido clorhídrico 8N utilizado solo, o seguido de la soda 0,1 N (SEGALEN, P., 1968), originan una disminución considerable de la capacidad alofánicas y en ciertos casos una casi desaparición de los sitios de intercambio.

**Técnicas de lavado con soluciones diluidas de la misma naturaleza que la solución saturante.**

Se ha utilizado específicamente la técnica preconizada por WADA, K. y HARADA, Y. (1969). El exceso de solución saturante es eliminado con soluciones diluidas (se han ensayado soluciones N/5, N/10, N/50, N/500). La diferencia de peso entre el tubo de centrifugación al fin del último lavado y al comienzo del análisis permite estimar la cantidad de reactivo de lavado que queda en contacto con el suelo y deducirlo, por cálculo, de la cantidad total acarreada por la solución de desplazamiento.

Utilizando el mismo modo de operación, en suelo seco al aire, que para la técnica de lavado con alcohol (2 g de suelo 30 ml de reactivo), los resultados son sensiblemente idénticos a los obtenidos con este método en el caso de las soluciones de lavado N/5 o N/10. Por el contrario, utilizando soluciones de lavado N/50 o N/500, los valores encontrados son claramente menores.

Se ha retenido entonces, la solución de lavado N/5 para tratar de conocer, cómo con la técnica de lavado con alcohol, la influencia eventual de los diversos cationes y aniones en las soluciones saturantes o de extracción. Pequeñas diferencias se observan entre Na, K, Ca, NH<sub>4</sub>. Al contrario, si se escoge el anión fosfato (dihidrógeno) para la saturación, los valores de la capacidad de intercambio de cationes son mucho más grandes que con los otros aniones. No se ha podido establecer la comparación con la técnica de lavado con alcohol, pues las soluciones de este fosfato son poco solubles en él.

Esta concordancia aparente entre los resultados obtenidos con la técnica de lavado con alcohol y la de lavado con soluciones N/5 o N/10, en realidad no es sino una coincidencia fortuita en el suelo conservado húmedo. En efecto, se ha visto que con la técnica de lavado con alcohol, los resultados podían disminuir a la mitad si la relación reactivo/suelo pasaba de 1 a 10. Ahora bien, en la técnica de lavado con soluciones N/5 o N/10 no hay modificaciones de la capacidad de intercambio cuando la relación suelo/reactivo, varía en las mismas proporciones. Entonces una comparación no tiene sentido sino cuando se precisa el valor de la relación suelo/reactivo utilizada.

Al contrario, utilizando soluciones de lavado N/50 o N/500, los valores de la capacidad de intercambio, como con los lavados con alcohol, disminuyen notablemente si la proporción de reactivo con relación al suelo aumenta. La disminución puede ser de dos a uno para una variación de la relación reactivo/suelo de 1 a 10.

Como con el alcohol, el arrastre del amonio es más importante con las soluciones diluidas N/50 o N/500 que en el caso de las soluciones N/5 ó N/10. Entonces se podría pensar que las soluciones N/5 o N/10 no desplazan sino una solución salina excedente relativamente "libre", mientras que las soluciones N/50 y N/500 arrastran aniones y cationes retenidos más fuertemente por el suelo, y esto tanto más, como con el alcohol, cuanto mayor es la relación del reactivo al suelo. Entonces qué se puede considerar como "intercambiable"?

En el caso de suelo conservado húmedo, los resultados pueden diferir considerablemente, además, según el modo de cálculo adoptado para la corrección por pesada, de la solución salina diluida (de lavado) que queda en contacto con el suelo. Hoy que hacer la corrección considerando que toda el agua del suelo (en relación con el suelo seco a 105°C) participa en los fenómenos de intercambio y es asimilable en el cálculo a la solución salina de lavado? O, al contrario, ¿hay que considerar que el agua de retención inicial del suelo conservado húmedo está ligada a la alofana en edificios complejos y que no es posible en seguida, contarla como solución de lavado, puesto que no puede mezclarse allí? Se puede escoger entre la humedad del suelo conservado húmedo, que es sensiblemente la capacidad de retención de campo, o más bien el valor de humedad correspondiente a pF 4,2 determinado en el suelo conservado húmedo. Parece preferible escoger este último valor, pues otros estudios han demostrado que cuando la humedad del suelo es menor, su rehidratación es difícil y a menudo imposible. Debe estudiarse una definición más detallada de las formas de agua más o menos ligada al suelo, que puede intervenir en esto.

Si se utilizan soluciones de lavado N/5 o N/10, la corrección es muy importante y los resultados difieren entonces considerablemente según la selección que se haya hecho para el cálculo. La diferencia puede pasar de uno a dos o más si se considera la totalidad del agua o simplemente la fracción superior a la humedad del suelo a pF 4,2. En el caso de las soluciones de lavado N/50 o N/500, las correlaciones son, naturalmente, menores, puesto que se trata de soluciones muy diluidas, cualquiera sea el modo de calcular adoptado. Sin embargo, las cifras son un poco más altas con las soluciones N/50 si se tiene en cuenta la humedad a pF 4,2 en lugar de la totalidad del agua retenida por el suelo.

En conclusión entonces, las técnicas de lavado con soluciones N/50 o N/500 pueden ser utilizadas sin que se dé mucha importancia en el cálculo al agua efectivamente libre y asimi-

lable a la solución de lavado. Al contrario, parece que el efecto de arrastre de estas soluciones sea excesivo, puesto que los valores encontrados son a veces dos veces menores cuando la proporción de reactivo con relación al suelo aumenta de 1 a 10. La técnica impone entonces la definición de la relación suelo/reactivo utilizada.

La técnica de lavados con solución N/5 o N/10 da resultados bastante diferentes, pudiendo ser del doble o el triple si se considera que solo una fracción del agua del suelo puede ser asimilada a la solución de lavado. Ahora bien, con suelos que contienen 200% de agua, son frecuentes los valores de humedad a pF 4,2 de 130%; suelos con 100% de agua tienen aún humedades a pF 4,2 cercanas a 60%.

Al contrario, los resultados son poco influenciados por las variaciones de la relación suelo/reactivo, lo que vuelve a esta técnica interesante y parece demostrar que si hay retención de anión o de solución salina saturante por el suelo, es una fijación relativamente estable que no puede ser perturbada sino por soluciones de lavados mucho más diluidas.

Para tratar de evitar esta incertidumbre extremadamente molesta, del agua efectivamente asimilable a la solución salina en el curso de los lavados y evitar este tipo de corrección, se ha trabajado con un anión índice asociado al acetato de amonio en relación 1/5, en la solución saturante y en la solución de lavados. El cálculo de este anión, que por simplicidad y comodidad, en nuestro caso era el nitrato, conduce entonces a valores de capacidad de intercambio, cercanos de los obtenidos con el lavado con la solución N/500, en el caso de la relación reactivo/suelo más grande.

Pero la determinación por Kjeldahl del nitrógeno total del suelo antes del desplazamiento por el cloruro de potasio, dá resultados más altos que los de la corrección por el anión índice nitrato, habiendo hecho la deducción del nitrógeno inicial del suelo y del amonio de la solución residual de lavado, estimado por cálculo, y sea en el agua total o el agua excedente del pF 4,2.

Sin embargo se podría acusar a la dosificación Kjeldahl que provoca una reducción parcial de los nitratos al comienzo del ataque, cuando aparecen vapores blancos de sulfitos. Los nitratos así reducidos, serían entonces contabilizados como amonio.

Con todo, la importancia de esta reacción secundaria tiene un alcance limitado. Los resultados obtenidos por la técnica que utiliza el



anión índice nitrato son menores en suelo húmedo que en suelo seco al aire. Al contrario, los valores dados por los ataques Kjeldahl a los residuos después del lavado son mayores en suelo húmedo que en suelo seco al aire; la retención de aniones sería entonces más alta en caso de suelos conservados húmedos.

Estos diversos puntos serán aclarados en una comunicación posterior, comparando los valores respectivos de las capacidades de intercambio catiónico y aniónico e integrando la temperatura, que desempeña un papel no despreciable, como lo han señalado especialmente WADA, K. y HARADA, Y. (1971).

#### BIBLIOGRAFIA

1. COLMET DAAGE F., GAUTHEYROU J. et M., DE KIMPE C., FUSIL G. Dispersion et étude des fractions fines de sols à allophane des Antilles et d'Amérique Latine.  
1ère partie: dispersion.  
2ème partie: modification de la nature du produit extrait suivant la taille des particules product extrait suivant la taille des particules dans l'inférieur à 2 microns.  
Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér, Pédol., 1972, vol. X, n°2 et n°3 (sous presse).
2. COLMET DAAGE F., GAUTHEYROU J. et M., DE KIMPE C., SEGALEN P. Etude des sols à allophane dérivés de matériaux volcaniques des Antilles et d'Amérique Latine, à l'aide de techniques de dissolution différentielle. 1ère partie (sous presse) - 2ème partie (sous presse). Cahier O.R.S.T.O.M., Série Pédologie, 1972.
3. MEHRA O. P., JACKSON M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clay and clay minerals 7th Conf. 1960, n°5, 317-27.
4. RUSSEL J. D., MC HARDY W I., FRAZER A. R. Imogolite: a unique alumino-silicate. Clay Min., 1969, 9, n°1, 87-9.
5. SEGALEN P. Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. Cah. O.R.S.T.O.M., Pédol., 1968, VI, 1, 105-26.
6. WADA K., HARADA Y. Effects of salt concentration and cation species on the measured cation-exchange capacity of soils and clays, Proc. of the Intern. clay conference TOKYO, 1969, vol. 1, 561-71.
7. WADA K., HARADA Y. Effects of temperature on the measured cation-exchange capacities of ando-soils. J. Soil Sci., 1971, 22, 1, 109-17.



# CONTENIDO Y METABOLISMO DEL AZUFRE EN SUELOS VOLCANICOS DE CENTRO AMERICA

Mario Blasco Lamenca\*

## INTRODUCCION

Históricamente fue De Saussure quien en 1804 reconoció al azufre como elemento esencial para las plantas que lo consumen en cantidades iguales o ligeramente superiores al fósforo. En 1870 Cramer demostró que las bacterias del género *Beggiatoa* contenían inclusiones de azufre y, seguidamente, Winogradsky señaló que los sulfatos del suelo se forman por oxidación microbial de formas más reducidas. Bobdanoff en 1898 recomendó la utilización del azufre como elemento fertilizador (Chaudry 8).

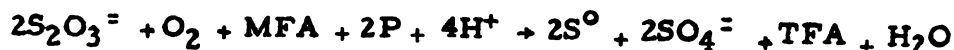
Las cantidades de azufre total en los suelos son muy variados. En la revisión de literatura realizada por Whitehead (29) aparecen valores comprendidos entre 22 y 35.000 ppm. En suelos australianos Williams (30) encontró que las concentraciones variaban de 125 a 1.018 ppm. y, según Simón-Sylvestre (27), algunos suelos franceses contienen entre 940 y 1.470 ppm. Domínguez y Rodríguez (11) dan una concentración promedio de 642 ppm para los suelos volcánicos del Altiplano de Pasto que aumenta a más de 3.000 ppm (promedio) en el páramo del Volcán Galeras (vegetación de frailejones). Las combinaciones azufradas orgánicas, como ocurrió en suelos australianos (Freney, 14) pueden representar hasta 90-98% del azufre total del suelo, aunque en otros casos, suelos canadienses, el porcentaje osciló entre 12 y 58% (Lowe y De Long, 20), mientras que en los suelos del Altiplano su valor medio fue de 22.7% (Domínguez y Rodríguez, 11).

Las determinaciones realizadas en suelos de Latinoamérica (Mc Clung et alia, 23; Muller, 24) demuestran que el azufre disponible para las plantas es muy bajo, acusando un déficit bastante notable. Esto se debe a que, por una parte, los sesquióxidos de aluminio y hierro y la alófana, determinantes de la genética de suelos tropicales de avanzada meteorización y de suelos volcánicos, exhiben un poder de reten-

ción de sulfatos mayor que cualquier otro tipo de suelos y, por otro lado, la solubilidad de los sulfatos hace que, en regiones de precipitación elevada, se pierdan en grandes cantidades por lixiviación (Bornemisza y Llano, 5; Chao et alia, 7; Harward y Reisenauer, 17).

Una de las posibilidades de mejorar la disponibilidad de los sulfatos es estudiar las causas que gobiernan el metabolismo de los compuestos azufrados en los suelos. Los microorganismos son capaces de metabolizar tanto el azufre elemental como sus compuestos orgánicos o inorgánicos. En la mineralización de los compuestos orgánicos intervienen diversos microorganismos no especializados mientras que en la oxidación-reducción de los compuestos inorgánicos interviene una microflora especializada. *Thiobacillus* es el género más importante en las reacciones de oxidación, siendo algunas de sus especies (*T. thiooxidans*, *T. thioparus*) estrictamente quimioautotróficas. *Desulfovibrio* es el género más importante en las reacciones de reducción, siendo *D. desulfuricans* la especie más importante (Alexander, 1; Chaudry, 8).

La cisteína, cistina y metionina constituyen las principales fuentes de los sulfatos mineralizados. Dentro del metabolismo existe una interconversión entre cisteína y cistina que proceden hacia los sulfatos vía ácido cisteinsulfínico, actuando como catalizadores citocromac y citocroma oxidasa en presencia de cofactores metálicos. En la descomposición de la metionina aparecen dos caminos, uno que lleva a la formación de compuestos volátiles y ácido alfa-cetobutírico y otro que conduce a la cisteína, actuando como intermedios la homocisteína y la cistationina (Freney, 15; Kun, 19). En la formación de sulfatos a partir de compuestos inorgánicos el tiosulfato es un paso intermedio fundamental según la reacción de Peck (26):



\* Químico de Suelos, Centro Tropical de Enseñanza Agrícolas de la O. E. A., Turrialba, Costa Rica.

e Investigación, Instituto Interamericano de Ciencias

catalizada por enzimas reductasas, oxidasas, sulfurilasas y quininas.

A medida que las condiciones del suelo se tornan anaeróbicas aumenta la concentración de sulfhídrico a expensas de los sulfatos que actúan como aceptadores de electrones. En la



El acetato que aparece en estas reacciones anaeróbicas queda como un producto de desaminación del compuesto orgánico original.

### MATERIALES Y METODOS

Las muestras de suelos proceden de Guatemala, El Salvador, Nicaragua y Costa Rica, naciones localizadas en el istmo centroamericano. Estos países aparecen en cuadrado entre los 9° - 16° latitud norte y 82°30' y 92°30' latitud oeste del meridiano de Greenwich. Por tanto, quedan comprendidos entre el Ecuador y el Trópico de Cáncer. Una particularidad de Centroamérica es su intenso volcanismo, especialmente en la vertiente del Océano Pacífico, que influye notablemente en el desarrollo y características de los suelos.

Las muestras de suelos de Guatemala, El Salvador y Nicaragua fueron tomadas por Fassbender y sus colaboradores, quienes han publicado (25) la ubicación y otros detalles ecológicos, geológicos y físico-químicos. En Costa Rica el muestreo fue realizado por el autor sobre los perfiles previamente descritos por Knox y Maldonado (18) y Luzuriaga (21). Una información detallada de los suelos costarricenses es presentada por Besoain (4) en este Panel. Algunas características generales de todos los suelos aparecen en el Cuadro 1. La vertiente del Océano Pacífico de Centroamérica es comparativamente más seca, predomina el bosque seco tropical, que la vertiente del Océano Atlántico, lo cual unido a la naturaleza alcalina de las eyecciones explica su relativo pH alto y bajo contenido de carbono orgánico.

Las determinaciones de las distintas formas de azufre se realizaron según los métodos analíticos siguientes:

- S-total:** Ignición a 500°C y digestión con nitrato de potasio y ácido nítrico (Chaudry y Cornfield, 9).
- S-orgánico:** Ignición a 500°C y extracción con  $\text{PO}_4\text{H}_2\text{Na}/\text{CH}_3 \cdot \text{COOH}$ , removiendo previamente los sulfuros con HCl y los sulfatos adsorbidos con  $(\text{PO}_4\text{H}_2)_2\text{Ca}$  (Barsdley y Lancaster, 3).

reducción de los sulfatos varios compuestos orgánicos pueden servir como donadores de hidrógeno (acetatos, lactatos, piruvatos, etc.) que provienen de la descomposición anaeróbica de los carbohidratos (Peck, 26; Starkey, 28). Esquemáticamente, la reacción se expresaría así:

- S-inorgánico:** Por diferencia entre las dos formas previas (a-b).
- S-intercambiable:** Extracciones con  $(\text{PO}_4\text{H}_2)_2\text{Ca}$  (Fox, 13), con  $\text{PO}_4\text{H}_2\text{K}$  (Ensminger, 12), con agua fría y caliente (Chaudry, 8) y con  $\text{CH}_3 \cdot \text{COONH}_4/\text{CH}_3 \cdot \text{COOH}$  (Barsdley y Lancaster, 2).
- S-del suelo:** Ignición a 500°C y extracción con  $\text{PO}_4\text{H}_2\text{Na}/\text{CH}_3 \cdot \text{COOH}$  (Barsdley y Lancaster, 2).
- S-reserva del suelo:** Por diferencia entre el S-del suelo y el S-extraído con  $\text{CH}_3 \cdot \text{COONH}_4/\text{CH}_3 \cdot \text{COOH}$ .
- Sulfuros:** Reacción con HCl y desplazamiento del gas a una solución de  $(\text{CH}_3 \cdot \text{COO})_2\text{Zn}/\text{CH}_3\text{COOH}$  (Chaudry, 8).

Después de las distintas extracciones y salvo el caso de los sulfuros, el azufre fue estimado turbidimétricamente como sulfato, siguiendo la técnica de Massoumi y Cornfield (22). Para las incubaciones se tomaron porciones de 10 g de suelo y se colocaron, con sus tratamientos respectivos, en tubos de ensayo que se cerraron herméticamente incubándose a la temperatura de 25°C. Para mantener la atmósfera interna de los tubos de ensayo se siguió el sistema de  $\text{BaO}_2$  de Cornfield (10). Después de cada lapso de incubación el azufre metabolizado se extrajo, según los casos, con  $(\text{PO}_4\text{H}_2)_2\text{Ca}$  o con agua fría. Todos los resultados están expresados en base de suelo seco a la estufa a 105°C. Los datos fueron procesados en una computadora IBM-1130.

### RESULTADOS Y DISCUSION

#### 1. Formas y concentraciones de azufre

Los resultados obtenidos en los análisis químicos de las diferentes formas de azufre en suelos de Centroamérica se presentan en los Cuadros 2 (Guatemala); 3 (El Salvador y Nicaragua), 4 y 5 (Costa Rica). Los análisis estadísticos realizados se muestran en los Cuadros 6 y 7.

La concentración de azufre total es de 1.351 ppm, correspondiendo los valores medios más bajos a Guatemala y los más altos a Costa Rica. Al contrario de lo que sucede con el nitrógeno que en suelos volcánicos aparece en un 95 a 97% en combinaciones orgánicas, el azufre se encontró mayormente en formas inorgánicas como reflejo de la misma constitución de las cenizas que, en el caso del Volcán Irazú, muestras Cráter I Cráter II, contienen 926 y 1.440 ppm de S-inorgánico por 52 y 38 ppm de N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup> inorgánico, respectivamente. En conjunto, para los suelos estudiados de Centroamérica el S-orgánico representó el 35% del S-total mientras que el S-inorgánico llegó a 65%, anotándose que el dominio de las formas inorgánicas es mucho más evidente en los suelos de Costa Rica que en los de El Salvador, Guatemala y Nicaragua. Similares resultados fueron encontrados por Domínguez y Rodríguez (II) en los suelos del Altiplano de Pasto y del Volcán Galeras.

El azufre orgánico de las cenizas volcánicas parece tener su origen en la síntesis microbial, cuya población actual en las muestras del Cráter del Irazú es de  $1,2 \times 10_6$ /gramo suelo con un contenido de S-SO<sub>4</sub> en los tejidos celulares de 0,97%/peso seco, valor relativamente alto aunque fácilmente explicable debido a que los microorganismos son capaces de obtener el azufre que requieren de cualquier compuesto, orgánico o inorgánico, y del S-elemental. Obviamente el porcentaje de S-orgánico tenderá a aumentar a medida que, dentro de la sucesión ecológica, comunidades de macroplantas arraiguen en el habitat creado por las eyectas volcánicas.

Las concentraciones de S-del suelo, término dado por Bardsley y Lancaster (2) a la suma de S-orgánico, S-inorgánico oxidable y sulfatos solubles (NH<sub>4</sub>OAc — 0,5 N + HOAc — 0,25 N)

son siempre inferiores al S-total del suelo determinado por el método de Chaudry y Cornfield (9) muy probablemente porque el método de Bardsley y Lancaster (2) no extrae los sulfatos unidos al bario y al estroncio, extremadamente insolubles, y tampoco el S-ocluido en los silicatos. De ahí que en este trabajo se proponga la denominación de S-inasequible a la diferencia (en promedio para los suelos estudiados fue de 560 ppm) entre ambas determinaciones. Por otra parte, parece razonable considerar como S-reserva la diferencia entre el S del suelo y los sulfatos solubles, ya que comprende el S-orgánico y las formas inorgánicas de más fácil oxidación.

El azufre considerado como asequible se determinó por varios métodos, mostrándose el

PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> como el extractor más eficiente cuantitativamente, mientras que el uso de agua caliente (80°C en el momento de la aplicación) dio las cantidades menores. Ciertamente faltan pruebas de correlación con plantas pero es interesante hacer notar que la extracción con PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> refleja mejor la distribución del azufre en el perfil y además parece concordar con la teoría de su movimiento en el suelo. En efecto, Bornemisza y Morales (6) reportan un valor promedio de 0,32% para el S-soluble. Al cabo de 7 años de la erupción las muestras de los primeros horizontes de los perfiles Irazú y Cot (situados sobre ese Volcán) muestran valores comprendidos entre 15 y 25 mientras que a profundidades mayores el S-asequible supera las 100 ppm. En términos agrícolas, si las plantas requieren cantidades similares, o ligeramente superiores, de azufre que de fósforo, se puede decir que casi todos los suelos muestran una concentración deficitaria de S-disponible y, por tanto, es muy factible la respuesta a fertilizantes azufrados.

El análisis de relación (Cuadro 6) demuestra que el S-total del suelo guarda una buena correlación con el S-inorgánico (0,950), S-inasequible (0,861), S-del suelo (0,847) y S-reserva (0,782). Por el contrario, la correlación con el S-orgánico es más bien baja (0,534) mientras que con las distintas determinaciones de S-asequible las correlaciones según los métodos variaron entre 0,262 y —0,376. Considerando los distintos métodos para extraer el S-asequible se encontró una buena correlación (0,870) entre las determinaciones con (PO<sub>4</sub>H<sub>2</sub>)<sub>2</sub> Ca y PO<sub>4</sub>H<sub>2</sub>K, mientras que la correlación de esos dos métodos con el de NH<sub>4</sub>OAc + HOAc fue de 0,611 y 0,754 respectivamente. Las correlaciones de estos métodos con los del agua fueron muy bajas. El S-asequible no aparece como dependiente ni del S-total ni de ninguna otra fracción en particular.

## 2. Efecto de algunos tratamientos en el metabolismo del azufre

La influencia de la humedad en la producción de S-SO<sub>4</sub> y SH<sub>2</sub> en suelos volcánicos (Figura 1) contrasta con la reportada por Chaudry (8) para suelos no volcánicos de la zona templada. De acuerdo con ese autor el cambio de predominio de las formas oxidadas por las reducidas se presenta en un punto próximo a 0,05 bares. En cambio, en ninguno de los suelos probados hubo producción de SH<sub>2</sub> ni siquiera a 0,01 bar, y aun a 0 bares, solamente el suelo de Morán produjo 1,5 ppm de SH<sub>2</sub>. La explicación estriba en que los suelos volcánicos mantienen una buena aireación a tensiones muy bajas. Así, según Forsythe (\*) el suelo de Birrisito contie-

\* Warren M. Forsythe: Comunicación personal.

ne alrededor de 40% de espacio aéreo a 0,01-bar. Las condiciones reductoras solamente mostraron su dominancia en suelos anegados (1 cm de agua sobre la superficie). Se advierte que el experimento se condujo en suelos alterados e inicialmente secos al aire.

Para los mismos niveles de tensión la adición de 1% de celulosa aumentó las condiciones reductoras del suelo (Figura 1). Esto se debe a que al ser la celulosa una fuente de carbono para los microorganismos, su adición produce un incremento de la población que se traduce en una mayor demanda de  $O_2$ . Es un caso típico de metafermentación donde el  $S-SO_4$  sirve como aceptador de electrones para las bacterias reductoras y el compuesto orgánico como donador de electrones. Comparativamente aun en este caso la producción de  $SH_2$  fue mucho menor que la reportada por Chaudry (9) para suelos no volcánicos. En investigación reciente Granados (16), utilizando suelos de Turrialba, Costa Rica, influenciados en parte por materia-

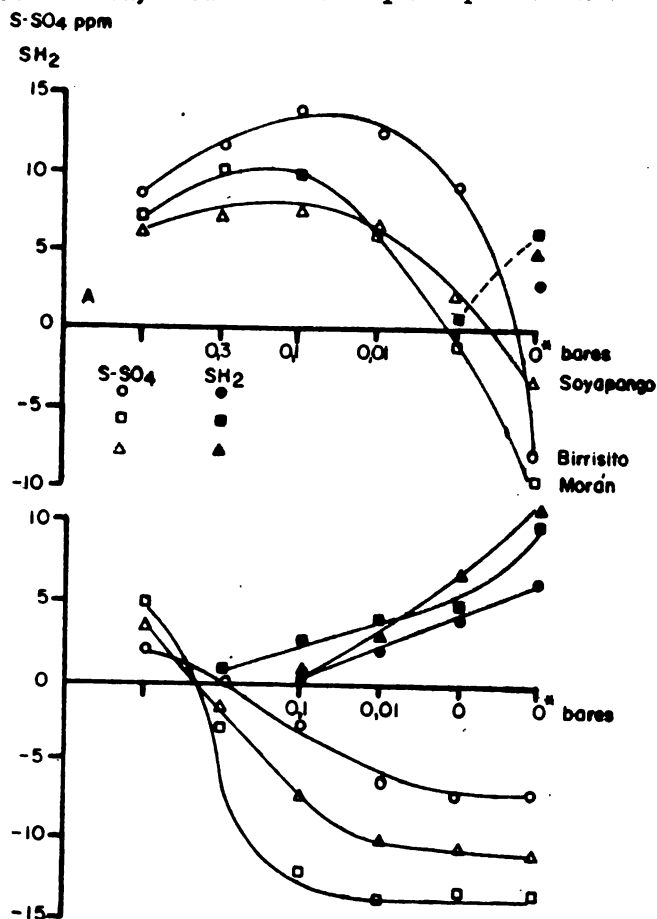


Figura 1. Efectos de la humedad en suelos sin adición (A) y con adición (B) de 1% de celulosa en el metabolismo de  $S-SO_4$  y  $S-SH_2$ , valores netos, (9 semanas de incubación a  $25^\circ C$ ) — \* 1 cm de agua sobre la superficie del suelo.

les volcánicos, encontró que la adición de 1% de residuos vegetales del cacao a las muestras incubadas a 0,3 bar no era obstáculo para la producción de  $S-SO_4$ , lo cual confirma la mayor oxigenación de los suelos derivados de cenizas volcánicas.

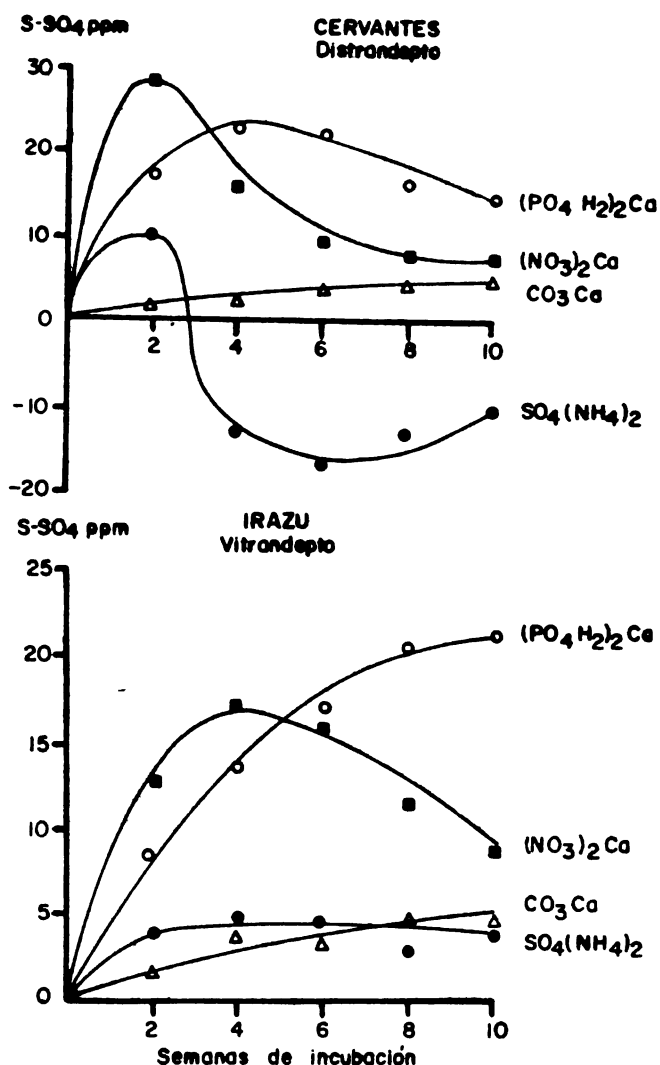


Figura 2. Efecto de distintos tratamientos en el metabolismo del azufre, valores netos, durante la incubación (0,3 bares  $-25^\circ C$ )

En la Figura 2 se puede observar el efecto que produjo en el metabolismo del azufre la adición de 75 ppm de N, P y S de los compuestos mencionados en la figura, así como 500 ppm de  $CO_3Ca$ . Los valores de la producción de  $S-SO_4$  son netos, así por ejemplo en el caso de la aplicación de  $SO_4(NH_4)_2$  el punto inicial —0— para el suelo de Cervantes es 75 ppm de  $S-SO_4$  aplicado más 11 ppm (total 86 ppm) que ya tenía el suelo. Los resultados demuestran que las ganancias netas de azufre, mineralización, se obtienen con los tratamientos de  $(PO_4 H_2)_2 Ca$ ,

$H_2)_2Ca$  y  $(NO_3)_2Ca$ . Los fosfatos pueden ayudar por su desplazamiento de los sulfatos, además del mismo efecto del P en mejorar el nivel nutricional del suelo, lo mismo que el N. Además la presencia de P es necesaria, según Peck (26), para la oxidación completa de tiosulfato y tetrionato a sulfato. El encalamiento de los suelos no parece mejorar la producción de sulfatos. Los microorganismos del azufre son aquellos que pueden trabajar relativamente mejor en condiciones ácidas. Por otro lado, la adición de azufre mejora débilmente el nivel de  $S-SO_4$  en el suelo vitrandepto pero los disminuye, posiblemente debido a la adsorción, en el distrandepto.

### 3. Mineralización del azufre en suelos volcánicos que difieren en % de arcillas, pH y % de C orgánico.

Los resultados químicos, con las tasas geométricas de incremento semanal (TGI) del  $S-SO_4$  mineralizado, se muestran en el Cuadro 8, y los resultados del análisis estadístico se presentan en los Cuadros 9 y 10. Para una mayor facilidad de interpretación los suelos se agruparon en tres divisiones: (I) Tipitapa, Azuagualpa y Birrisito, cuyas TGI están comprendidas entre 0,240 y 0,422. (II) Corinto, Ozatlán, Cauque y Palín con TGI desde 0,527 a 0,833. (III) Tecpan, Valles, Irgzú y Cráter I con TGI que va de 1,107 a 1,414.

Es evidente que la cantidad de  $\bar{S}-\bar{SO}_4$  metabolizada entre semanas de incubación es dependiente del porcentaje de arcillas. A medida que éstas disminuyen la cantidad de  $S-SO_4$  producido aumenta, obteniéndose una correlación de  $-0,919$  para todos los suelos, y  $-0,755$  para el grupo de (I),  $-0,987$  para el grupo (II) y  $-0,925$  para el grupo (III). La explicación más probable de este comportamiento radica en que conforme aumenta el porcentaje de fracción arcillosa en los suelos volcánicos, a la vez que el tiempo de incubación, aumentan también las posibilidades de readsorción del  $S-SO_4$  mineralizado. Observe al respecto en el Cuadro 9 que la correlación negativa entre el  $S-SO_4$  mineralizado y el porcentaje de arcilla es mucho más estrecha en la semana 3 que en la 2 y 1, por este orden.

La correlación entre la mineralización del  $S-SO_4$  y el pH resultó negativa y se observó que tiende a ser más estrecha donde la correlación entre el  $S-SO_4$  y el porcentaje de materia orgánica disminuye y viceversa. Al menos en parte debe esperarse que un incremento en la oxidación de compuestos azufrados a sulfatos lle-

ve consigo la disminución del pH inicial del suelo. Por otra parte, microorganismos estrictamente autotróficos del azufre, como el *Thiobacillus thiooxidans* funcionan mejor en condiciones ácidas. Y desde luego, se debe tener en cuenta que el rango de pH de estos suelos es bastante moderado, por lo cual se requiere puntos más extremos para fijar posiciones mejores.

Con la materia orgánica los resultados no son tan claros, pasando de correlaciones positivas a negativas con respecto de la mineralización del azufre. La interpretación que podría intentarse es que en aquellos suelos donde existan deposiciones volcánicas recientes y materiales orgánicos frescos la mineralización del azufre será favorecida. Por el contrario, donde el desarrollo genético haya llevado a la formación de complejos estables organo-metálicos, habrá un retraimiento en la producción de  $S-SO_4$ . Como reflejo de lo anterior la TGI presenta siempre correlaciones negativas con el porcentaje de arcillas y pH, mientras que con la materia orgánica es negativa en el grupo (I) y positiva en los grupos (II) y (III).

### 4. Efecto del número de extracciones en la cantidad de $S-SO_4$ mineralizado

Las medidas del metabolismo del azufre en suelos volcánicos van a ser difíciles de valorar exactamente dado que ocurre una retención por parte de la fracción arcillosa, al menos parcial, del  $S-SO_4$ , a medida que se va mineralizando. Como demuestran los resultados que se observan en el Cuadro 11, es posible detectar una mayor concentración de  $S-SO_4$  si los suelos incubados se extraen cada semana en lugar de cada tres, siendo más notables las diferencias a medida que los suelos son más arcillosos. Desafortunadamente, es un procedimiento bastante engorroso extraer el suelo semanalmente y recuperarlo para volverlo a incubar, además de introducir modificación en la población microbiana y en las condiciones de biodegradabilidad de la materia orgánica. Parece razonable decir que las medidas de  $S-SO_4$  mineralizado son menores de lo que realmente producen los microorganismos.

—ooOoo—

### AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Gilberto Pérez, del IICA-CTEI, por su ayuda en Estadística y a F. Usaga, Facultad de Química de la Universidad de Costa Rica, por su colaboración en el trabajo de laboratorio.

CUADRO 1. Algunas características generales de los suelos estudiados (primer horizonte)

País	Serie o nombre	Textura	% Arcilla	pH H <sub>2</sub> O	% C-org	C/N	CIC me/100g	% S. B.	Al extraíble me/100g
Guatemala	Cauque	FA	14	5.8	5.7	11.6	43.7	51	2.5
Guatemala	Cauque	FA	11	6.8	2.2	10.9	36.8	76	0.5
Guatemala	Valles	FA	8	6.4	2.5	8.9	22.0	97	0.4
Guatemala	Teupán	FA	9	6.6	2.2	9.6	23.8	83	0.2
Guatemala	Cauque	FACA	23	5.5	2.0	12.5	27.6	49	1.3
Guatemala	Palín	FA	15	5.8	4.3	10.5	32.1	70	—
Guatemala	Quetzaltenango	FA	13	5.8	2.1	10.5	30.6	41	—
Guatemala	Camanchá	FA	16	6.9	0.9	6.4	29.8	80	0.3
Guatemala	Patzité	FACA	22	7.0	0.9	7.8	15.8	81	0.4
Guatemala	Morán	AC	33	5.9	2.9	9.4	29.2	65	0.3
Guatemala	Palín	FACA	22	6.2	1.9	7.9	26.4	79	0.1
El Salvador	Ozatlán	FAC	27	6.4	2.7	6.3	28.6	81	—
El Salvador	Soyapango	FA	12	5.7	1.3	7.6	14.3	64	0.5
El Salvador	Sta. Ana	F	20	6.3	2.5	8.1	32.7	51	—
El Salvador	Azuacualpa	AC	36	6.1	0.7	17.5	18.9	100	—
El Salvador	Ilopango	FA	14	6.3	0.6	5.5	14.7	97	—
Nicaragua	Granada	AC	45	6.4	2.3	10.0	31.5	81	0.5
Nicaragua	Corinto	FAC	29	6.2	3.0	10.3	32.7	73	—
Nicaragua	Tipitapa	AC	57	6.7	2.0	9.5	44.3	79	—
Nicaragua	Masaya	FA	16	6.9	1.1	7.5	27.8	99	—
Nicaragua	Rivas	AC	34	6.7	1.3	8.7	28.8	84	—
Costa Rica	Cráter I	A	2.5	6.1	0.1	10.3	—	—	—
Costa Rica	Cráter II	A	2.8	5.9	0.05	14.5	—	—	—
Costa Rica	Irará	I	4.0	5.4	1.8	10.1	7.3	38	1.7
Costa Rica	Cervantes	F	22	5.6	15	14.2	59.2	16.6	4.9
Costa Rica	Birrisito	FAC	36	5.4	13	15.1	51.7	2.0	2.1
Costa Rica	Cot	FAC	33	5.9	4.1	9.3	35.5	33.2	1.2

Datos para Guatemala, El Salvador y Nicaragua tomados de Müller, Balardi, Díaz-Romeu y Fassbender (25). Datos de arcillas y pH para las muestras Cráter I y II tomados de Besoain (4). Datos para Cervantes, Birrisito y Cot según Luzurriaga (21).



CUADRO 2. Formas y concentración de azufre en algunos suelos volcánicos de Guatemala (primer horizonte).

Series de suelos	S-total ppm	S-del suelo ppm	S-orgánico ppm	S-orgánico % S-total	S-inorgánico ppm	S-inorgánico % S-total	S-inorgánico nico ppm	S-inorgánico nico ppm	S-inter-cambiable ppm	S-inase-quible ppm
1 Cauque	539	367	277	51.4	262	48.6	262	48.6	16	172
2 Cauque	497	314	205	41.2	292	58.8	292	58.8	14	183
3 * Valles	1025	722	484	47.2	541	52.8	469	45.7	35	303
4 Tecpán	781	515	312	39.9	469	60.1	374	47.9	13	266
5 Caupe	650	487	276	42.5	206	31.5	1079	164.5	19	163
6 Palín	688	539	482	70.1	897	128.9	399	58.1	54	149
7 * Quetzaltenango	1976	1435	897	45.4	233	11.8	476	24.1	18	541
8 * Camanchá	632	472	233	36.9	367	58.1	210	33.3	8	160
9 Patzité	843	601	367	43.5	300	35.6	415	49.2	13	242
10 Morán	510	411	300	58.8	290	56.9	290	56.9	20	99
11 Palín	705	520	290	41.1	415	58.9	415	58.9	10	185

3\* Suelo de los valles

7\* Quetzaltenango quebrado

8\* Camanchá erosionado

•••••

CUADRO 3. Formas y concentración de azufre en algunos suelos volcánicos de El Salvador y Nicaragua (primer horizonte).

Series de suelos	S-total ppm	S-del suelo ppm	S-orgánico ppm	S-orgánico % S-total	S-inorgánico nico ppm	S-inorgánico % S-total	S-inter-cambiable ppm	S-inase-quible ppm
1 Ozatlán-S	737	496	346	46.9	391	53.1	9	241
2 Soyapango-S	1015	666	539	53.1	476	46.9	11	349
3 Sta. Ana-S	1569	1120	780	49.7	789	50.3	22	449
4 Azuaqualpa-S	638	485	319	50.0	319	50.0	13	153
5 Ilopango-S	1076	672	445	41.4	631	58.6	16	404
6 Granada-N	1919	1211	873	45.5	1046	54.5	9	708
7 Corinto-N	872	575	490	56.2	382	43.8	18	297
8 Tipitapa-N	1235	890	685	55.5	550	44.5	10	345
9 Masaya-N	718	607	407	56.7	311	43.3	12	111
10 Rivas - N	643	531	225	35.0	418	65.0	10	112

S : El Salvador N : Nicaragua

Nota: Los nombres de los suelos de Nicaragua se refieren a localidades y no a series.

CUADRO 4. Azufre total, orgánico e inorgánico de suelos volcánicos de Costa Rica.

No.	Suelo	Hzte.	Prof. cms	S-total ppm	S-orgánico ppm	S-orgánico % S-total	S-inorgánico ppm	S-inorgánico % S-total
1	Cráter I	C	0-10	1452	526	36.2	926	63.8
2	Cráter II	C	30-40	1827	387	21.2	1440	78.8
3	Irazú	C	0-13	1258	204	16.2	1054	83.8
4	Irazú	A <sub>1b</sub>	13-22	2219	537	24.2	1682	75.8
5	Irazú	B <sub>1b</sub>	22-38	1974	501	25.4	1473	74.6
6	Irazú	B <sub>2b</sub>	38-58	2322	490	21.1	1832	78.9
7	Irazú	B <sub>3b</sub>	58-75	2288	368	16.1	1920	83.9
8	Irazú	C	78-105	1591	282	17.7	1309	82.3
9	Irazú	B <sub>o</sub>	105-120	2005	676	33.7	1329	66.3
10	Cervantes	A <sub>11</sub>	0-20	1810	581	32.1	1229	67.9
11	Cervantes	A <sub>12</sub>	20-40	1482	446	30.1	1036	69.9
12	Cervantes	A <sub>31</sub>	40-65	1967	655	33.3	1312	66.7
13	Cervantes	A <sub>32</sub>	65-90	1433	247	17.2	1186	82.8
14	Cervantes	B	90-100	1745	118	6.8	1627	93.2
15	Cervantes	C <sub>1</sub>	100-140	1060	94	8.9	966	91.1
16	Birrisito	A <sub>11</sub>	0-25	1617	535	33.1	1082	66.9
17	Birrisito	A <sub>12</sub>	25-65	1799	680	37.8	1119	62.2
18	Birrisito	B <sub>21</sub>	65-110	1365	411	30.1	954	69.9
19	Birrisito	B <sub>22</sub>	110-135	821	230	28.0	591	72.0
20	Birrisito	B <sub>3</sub>	135-170	476	207	43.5	269	56.5
21	Birrisito	C <sub>1</sub>	170-210	1443	198	13.7	1245	86.3
22	Cot	A <sub>11</sub>	0-30	2000	559	27.9	1441	72.1
23	Cot	A <sub>12</sub>	30-60	2012	481	23.9	1531	76.1
24	Cot	A <sub>13</sub>	60-110	2132	476	22.3	1656	77.7
25	Cot	A <sub>31</sub>	110-155	1815	460	25.3	1355	74.7
26	Cot	A <sub>32</sub>	155-190	1768	395	22.3	1373	77.7
27	Cot	B	190-210	1913	516	27.0	1397	73.0

CUADRO 5. Distintas fracciones de azufre en suelos volcánicos de Costa Rica. Resultados ppm.

No.	S del suelo	Extracciones de azufre asequible						S inasequible	S reserva
		Ca(H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	KH <sub>2</sub> PO <sub>4</sub>	NH <sub>4</sub> OAC	H <sub>2</sub> O fría	H <sub>2</sub> O caliente			
1	987	10	29	6	5	1,0	465	981	
2	865	26	32	20	21	5	942	865	
3	701	27	15	9	11	6	557	692	
4	1926	69	36	11	7	1,6	293	1915	
5	1418	106	87	3	10	4	556	1415	
6	1217	103	62	7	8	5	1105	1210	
7	1326	63	30	6	10	1,2	962	1320	
8	922	13	8	5	5	0,5	669	917	
9	854	25	50	14	13	0,5	1151	840	
10	946	11	20	12	3	0,0	864	934	
11	975	13	35	24	12	0,5	507	951	
12	899	101	87	26	14	0,7	1068	873	
13	738	168	175	81	20	0,0	695	657	
14	676	105	88	56	7	0,5	1069	620	
15	408	49	57	13	4	0,0	652	395	
16	752	12	18	15	5	1,0	865	737	
17	791	20	32	18	7	0,8	1008	773	
18	645	94	125	31	8	0,0	720	614	
19	530	100	130	56	10	2,1	291	474	
20	278	106	138	13	9	1,0	198	265	
21	616	124	149	24	6	1,2	827	592	
22	988	15	24	14	12	6	1012	974	
23	912	18	25	10	13	10	1100	902	
24	1070	22	31	11	10	13	1062	1059	
25	943	27	50	15	14	14	872	928	
26	890	75	62	18	9	5	878	872	
27	1042	103	186	72	11	1,0	871	970	

CUADRO 6. Matriz de correlación entre las concentraciones de las diferentes formas de azufre en los suelos.

$X_1$	$X_2$	$X_3$	$X_4$	$X_5$	$X_6$	$X_7$	$X_8$	$X_9$	$X_{10}$	$X_{11}$	$X_{12}$	$X_{13}$
1.000	0.136	-0.325	-0.282	0.025	0.182	0.460	0.998	0.847	0.625	0.742	-0.315	0.315 $X_1$
	1.000	0.870	0.611	0.185	-0.296	0.309	-0.144	0.262	-0.233	0.387	-0.476	0.476 $X_2$
		1.000	0.754	0.203	-0.298	-0.216	-0.365	-0.376	-0.328	-0.325	-0.023	0.023 $X_3$
			1.000	0.347	-0.286	-0.031	-0.339	-0.229	-0.275	-0.151	-0.167	0.167 $X_4$
$X_1 = S$ del suelo				1.000	0.319	0.192	0.003	0.138	0.070	0.136	-0.020	0.021 $X_5$
<b>S intercambiable determinado:</b>					1.000	0.285	0.196	0.313	0.112	0.329	-0.109	0.109 $X_6$
$X_6 = (PO_4H_2)_2Ca$						1.000	0.066	0.861	0.295	0.879	-0.667	0.667 $X_7$
$X_8 = PO_4H_3K$							1.000	0.782	0.520	0.711	-0.025	0.025 $X_8$
$X_4 = NH_4OAc + HOAc$								1.000	0.534	0.950	-0.579	0.579 $X_9$
$X_8 = H_2O$ fría									1.000	0.246	0.321	-0.321 $X_{10}$
$X_6 = H_2O$ caliente										1.000	-0.783	0.782 $X_{11}$
$X_7 = S$ inasequible											1.000	-0.999 $X_{12}$
$X_9 = S$ reserva												1.000 $X_{13}$
$X_6 = S$ total												
$X_{10} = S$ orgánico												
$X_{11} = S$ inorgánico												
$X_{12} = S$ orgánico % del S-total												
$X_{13} = S$ inorgánico % del S-total												

**CUARO 7. Promedio, desviaciones standar y coeficientes de variación.**

<b>Formas de azufre</b>	<b>Promedio</b>	<b>Desviación standar</b>	<b>Coefficiente de variación %</b>
S—Suelo	791,0635	330,6135	41,79
S—(PO <sub>4</sub> H <sub>2</sub> ) <sub>2</sub> Ca	40,7291	40,5854	99,65
S—PO <sub>4</sub> H <sub>2</sub> K	65,9629	51,8188	78,56
S—NH <sub>4</sub> OAc+HOAc	21,8518	20,4407	93,54
S—H <sub>2</sub> O fría	9,7777	4,3530	44,52
S—H <sub>2</sub> O caliente	3,0222	3,9093	129,36
S—inasequible	560,2292	345,0789	61,60
S—reserva	879,4444	331,0662	37,64
S—total	1351,2917	577,5355	42,74
S—orgánico	426,9166	185,0725	43,35
S—inorgánico	924,3751	503,4335	54,46
S—orgánico % total	35,0624	14,3361	40,89
S—inorgánico % total	64,9353	14,3340	22,07

CUADRO 8. Mineralización del azufre (valores totales) y su tasa geométrica de incremento semanal (TGI) en suelos volcánicos que difieren en % de arcilla, pH y % de C orgánico.

Suelos	TGI	S-SO <sub>4</sub> mineralizado ppm			% arcilla	pH	% C-orgánico
		semanas incubación *					
		1	2	3			
Tipitapa	0.226	39	12	2	57	6,7	2,0
Azuacualpa	0.422	28	9	5	36	6,1	2,7
Birrisito	0.240	52	28	3	36	5,4	1,3
Corinto	0.527	36	24	10	29	6,2	3,0
Ozatlán	0.568	34	20	11	27	6,4	2,7
Cauque	0.670	40	29	18	23	5,5	2,0
Palin	0.833	36	25	25	15	5,8	4,3
Tecpán	1.107	31	32	38	9	6,6	2,2
Valles	1.255	26	28	41	8	6,4	2,5
Irazú	1.414	26	31	52	4	5,4	1,8
Cráter - I	1.120	29	40	49	2,5	6,1	0,1

\* Incubación a 25°C y 0,3 bares. Los suelos recibieron un tratamiento de 25 ppm a partir de SO<sub>4</sub>Ca.

CUADRO 9. Matrices de correlaciones entre TGI, mineralizaciones del azufre y algunas propiedades de los suelos.

	X <sub>1</sub>	X <sub>2</sub>	X <sub>3</sub>	X <sub>4</sub>	X <sub>5</sub>	X <sub>6</sub>	X <sub>7</sub>
X <sub>1</sub>	1.000						
X <sub>2</sub>	-0.618	1.000					
X <sub>3</sub>	0.677	0.126	1.000				
X <sub>4</sub>	0.967	-0.488	0.757	1.000			
X <sub>5</sub>	-0.929	0.425	-0.803	-0.919	1.000		
X <sub>6</sub>	-0.072	-0.317	-0.323	-0.095	0.215	1.000	
X <sub>7</sub>	0.022	-0.132	-0.126	-0.105	0.014	0.098	1.000
Todos los suelos							
X <sub>1</sub>	1.000						
X <sub>2</sub>	-0.804	1.000					
X <sub>3</sub>	-0.570	0.964	1.000				
X <sub>4</sub>	0.967	-0.617	-0.331	1.000			
X <sub>5</sub>	-0.554	-0.048	-0.367	-0.755	1.000		
X <sub>6</sub>	-0.019	-0.577	-0.810	-0.285	0.842	1.000	
X <sub>7</sub>	-0.875	0.417	0.102	-0.972	0.887	0.500	1.000
Tipitapa Azuaqualpa Birrisito							
X <sub>1</sub>	1.000						
X <sub>2</sub>	0.238	1.000					
X <sub>3</sub>	0.404	0.967	1.000				
X <sub>4</sub>	0.993	0.341	0.504	1.000			
X <sub>5</sub>	-0.998	-0.192	-0.364	-0.987	1.000		
X <sub>6</sub>	-0.631	-0.903	-0.950	-0.711	0.594	1.000	
X <sub>7</sub>	0.616	-0.467	-0.234	0.555	-0.648	0.103	1.000
Corinto Ozatlán Cauque Palín							
X <sub>1</sub>	1.000						
X <sub>2</sub>	-0.734	1.000					
X <sub>3</sub>	-0.520	0.959	1.000				
X <sub>4</sub>	0.568	0.140	0.405	1.000			
X <sub>5</sub>	-0.227	-0.491	-0.701	-0.925	1.000		
X <sub>6</sub>	-0.807	0.211	-0.071	-0.925	0.714	1.000	
X <sub>7</sub>	0.329	-0.881	-0.967	-0.585	0.844	0.251	1.000
Tecpán Valles Irazú Cráter - I							

X<sub>1</sub> = TGI, X<sub>2</sub> = S mineralizado en 1 semana, X<sub>3</sub> = Idem en 2 semanas, X<sub>4</sub> = Idem en 3 semanas, X<sub>5</sub> = % arcilla, X<sub>6</sub> = pH, X<sub>7</sub> = % C orgánico.

CUADRO 10. Promedios y desviaciones estandar correspondientes a TGI, mineralización del azufre, pH y % C orgánico de los suelos estudiados.

	Todos los suelos (cuadro 8)			Tipitapa Azuacualpa Birrisito			Corinto Ozatlán Cauque Palín			Tecpán Valles Irazú Cráter - I		
	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$	$\bar{X}$	$\frac{DST}{\bar{X}}$
TGI	0,7619	0,3927	0,2959	0,0897	0,6485	0,1180	1,2239	0,1240				
I*	35,1818	7,2339	39,6666	9,8092	36,5000	2,1794	30,5000	5,3150				
II*	25,2727	8,4969	16,3333	8,3400	24,5000	3,2015	32,7500	4,4370				
III*	23,0909	18,0224	3,3333	1,2472	16,0000	6,0415	45,0000	5,7008				
% arcilla	22,4090	15,9784	43,0000	9,8994	23,5000	5,3619	5,8750	2,7012				
pH	6,0545	0,4479	6,0666	0,5312	5,9750	0,3490	6,12500	0,4548				
% C org.	2,0545	1,0815	1,3333	0,5312	3,0000	0,8336	1,6499	0,9287				

I\*: Mineralización de S-SO<sub>4</sub> en 1 semana, II\*: Idem en 2 semanas, III\*: Idem en 3 semanas.



**CUADRO 11. Influencia del número de extracciones en la cantidad del S-SO<sub>4</sub> mineralizado (incubación a 25°C y 0,3 bares). Valores absolutos.**

Suelo	Semanas incubación	S-SO <sub>4</sub>		Incremento
		A	B	
Irazú	3	14	15	+ 1
Irazú	6	17	22	+ 5
Irazú	9	21	26	+ 5
Quetzaltenango	3	12	14	+ 2
Quetzaltenango	6	20	24	+ 4
Quetzaltenango	9	23	30	+ 7
Granada	3	15	16	+ 1
Granada	6	12	20	+ 8
Granada	9	11	25	+14
Patzite	3	17	19	+ 2
Patzite	6	24	29	+ 5
Patzite	9	12	34	+12

A: Extracciones con agua fría en los tiempos de las incubaciones

B: Extracciones semanales.

## LITERATURA CITADA

1. ALEXANDER, M. Introduction to soil microbiology. New York, Wiley, 1961. 472 p.
2. BARSLEY, C. E. y LANCASTER, J. D. Determination of reserve sulfur and soluble sulfates in soils. Soil Science Society of America Proceedings 24:265-268. 1960.
3. BARSLEY, C. E. y LANCASTER, J. D. Sulfur. In Black, C. A. et alia ed. Methods of soil analysis. Madison, American Society of Agronomy, 1965. pp. 1103-1116.
4. BESOAIN, E. Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. In II Panel sobre suelos volcánicos de América. Pasto, Colombia, Universidad de Nariño, 1972.
5. BORNEMISZA, E. y LLANOS, R. Sulfate movement, adsorption and desorption in three Costa Rican soils. Soil Science Society of America Proceedings 31:356-360. 1967.
6. BORNEMISZA, E. y MORALES, J. C. Soil chemical characteristics of recent volcanic ash. Soil Science Society of America Proceedings 33:528-530. 1969.
7. CHAO, T. T., HARWARD, M. E. y FANG, S. C. Iron or aluminium coatings in relation to sulfate adsorption characteristics of soils. Soil Science Society of America Proceedings 28:632-635. 1964.
8. CHAUDRY, I. A. Studies on sulphur metabolism in soils. Ph. D. thesis. University of London, 1966. 186 p. (mimeo).
9. CHAUDRY, I. A. y CORNEFIELD, A. H. The determination of total sulphur in soil and plant material. Analyst 91:528-530. 1966.
10. CORNEFIELD, A. H. A simple technique for determining mineralization of carbon during incubation of soil treated with organic materials. Plant and Soil 14:90-93. 1961.
11. DOMINGUEZ, G. y RODRIGUEZ, C. H. Estudio sobre algunos aspectos del azufre en el Altiplano de Pasto. Tesis Ing. Agr., Pasto, Universidad de Nariño, 1971. 77 p.
12. ENSMINGER, L. E. Some factors affecting the adsorption of sulphate by Alabama soils. Soil Science Society of America proceedings 18:259-264. 1954.
13. FOX, R. L. Evaluating the sulfur status of soils by plant and soil tests. Soil Science Society of America Proceedings 28:243-246. 1964.
14. FRENEY, J. R. Some observations on the nature of organic sulphur compounds in soil. Australian Journal of Agricultural Research 12:424-432. 1961.
15. FRENEY, J. R. Sulphur containing organics. In McLaren, A. D. y Peterson, G. H. eds. Soil biochemistry. New York, Dekker, 1967. pp. 229-259.
16. GRANADOS, M. Mineralización del azufre en suelos bajo cultivo de cacao (*Theobroma cacao* L.). Tesis Mag. Sc., Turrialba, IICA, 1972.
17. HARWARD, M. E. y REISENAUER, H. M. Reactions and movement of inorganic soil sulfur. Soil Science 101:326-335. 1966.
18. KNOX, E. G. y MALDONADO, F. Soils from volcanic ash. Excursion from Turrialba to Volcán Irazú. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica, IICA, 1969. pp. A. 8. 1-8. 12.
19. KUN, E. The metabolism of sulfur - containing compounds. In Greenberg, D. M. ed. Metabolic pathways. New York, Academic Press. Vol. II, 1961:237-261. 1962.
20. LOWE, L. E. y DE LONG, W. A. Carbon bonded sulphur in selected Quebec soils. Canadian Journal of Soil Science 43:151-158. 1963.
21. LUZURIAGA, C. Propiedades morfológicas, físicas y químicas, y clasificación de seis andosoles de Costa Rica. Tesis Mag. Sc. Turrialba, IICA, 1970. 159 p.
22. MASSOUMI, A. y CORNEFIELD, A. H. A rapid method for determining sulphate in water extracts soils. Analyst 88:321-322.
23. McCLUNG, A. C., DEFREITAS, L. M. y LOTT, W. L. Analysis of several Brazilian soils in relation to plant responses to sulphur. Soil Science Society of America Proceedings 23: 221-224. 1959.
24. MULLER, L. Deficiencia de azufre en algunos suelos de Centro América. Turrialba, 15:208-215. 1965.

25. MULLER, L. BALERDI, F., DIAZ-ROMEU, R. y FASSBENDER, H. W. Estudio del fósforo en suelos de América Central. I. Ubicación, características físicas y químicas de los suelos estudiados. *Turrialba* 18:319-332. 1968.
26. PECK, H. D. Symposium on metabolism of inorganic compounds. V. Comparative metabolism of inorganic sulfur compounds in microorganisms. *Bacteriological Reviews* 26:67-94.
27. SIMON-SYLVESTRE. Observations sur le cycle annuel du soufre dans un sol sous climat modérément pluvieux. *Agrochimica* 12:60-68. 1967.
28. STARKEY, R. L. Oxidation and reducing of sulphur compounds. *Soil Science* 101:297-306. 1966.
29. WHITEHEAD, D. C. Soil and plant nutrition aspects of the sulphur cycle. *Soils and Fertilizers*. 27:1-8. 1964.
30. WILLIAMS, C. H. Some factors affecting the mineralization of organic sulphur in soils. *Plant and Soil* 26:205-223. 1967.



**GRUPO DE TRABAJO II**

**WORK GROUP II**

**GENESIS Y CLASIFICACION DE SUELOS**

**SOIL GENESIS AND CLASSIFICATION**



# THE DIFFERENTIATION OF THE CAMBIC HORIZON OF ANDEPTS FROM SPODIC HORIZON

BY KLAUS W. FLACH <sup>1/</sup>

## Introduction

The B horizons of Andepts and the B horizons of Spodosols are both dominated by amorphous materials. The properties of these horizons are used in the new Soil Taxonomy (Soil Survey staff, 1972) in the definition of the two taxa. The amorphous material in Andepts is primarily an amorphous Al-Si compound although it is usually associated with significant amounts of stable organic matter. The stability of this organic matter has been attributed to the presence of an Al-C complex. The amorphous material in Spodosols, on the other hand, is primarily an Al-organic matter complex, although the presence of an amorphous Al-Si component cannot be ruled out. The properties of both kinds of materials have been studied extensively but they have not often been compared directly. This is largely because good examples of Spodosols and of Andepts can rarely be found in close geographic association.

Similarities of amorphous materials in Andepts and in spodic horizons and differences between the two materials are listed in table 1.

Both have high cation exchange capacity if measured in a buffered system but the cation exchange capacity is highly pH dependent. Both have high water retentivity and high phosphate fixing capacity, they are highly soluble in alkali, they are largely x-ray amorphous and show a low temperature (150° C.) endotherm and a 900° C. exotherm in differential thermal analyses (DTA). Recent work has also shown that both types of materials absorb fluoride (Bracewell, 1970). The two materials also differ in important properties. Typically the amorphous material in Andepts has a low permanent cation exchange capacity, contains little exchangeable (KCl-extractable) Al and, even if devoid of bases, does not have a pH (1:1 water) significantly below 5.0. The amorphous material in spodic horizons, on the other hand, has relatively high permanent cation exchange capacity, contains large amounts of exchangeable Al, and its pH is commonly below 4.0. It has also been shown that sesquioxides can be extracted from spodic horizons with sodium pyrophosphate (pH 10) (Bascomb, 1968; McKeague, 1971) and that the cation exchange capacity of spodic

TABLE 1. Properties of amorphous materials in Andepts and Spodosols.

a. Common Properties		
	High cation exchange capacity	
	High phosphate fixing capacity	
	High fluoride adsorption capacity	
	X-ray amorphous	
	Low temperature DTA endotherm and 900° C exotherm	
	High solubility in alkali	
b. Dissimilar properties		
	<b>Andepts</b>	<b>Spodosols</b>
pH of highly leached soil	> 5.0	< 4.0
Exchangeable Al (KCl extractable)	low	high
Change in CEC on dithionite-citrate treatment	increases	decreases
Solubility of Al and Fe in Na—pyrophosphate (pH 10)	low	high

<sup>1/</sup> Head, Soil Survey Laboratory, Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, Riverside, California, USA.

horizons decreases drastically on dithionite-citrate treatment (Franzmeier, 1965). Bascomb and McKeague thought that pyrophosphate extraction (pH 10) removes those sesquioxides that are complexed by organic matter and it will be shown in this paper that pyrophosphate (pH 10) removes little Fe and Al from most Andepts. Franzmeier (1965) and Kawai (1969) have shown that the cation exchange capacity of Andepts increases rather than decreases on dithionite-citrate treatment.

In general, separating Andepts from Spodosols is not difficult. Spodosols tend to occur on sandy, siliceous parent materials or, on other parent materials in cool perhumid climates. They tend to have a distinct morphology with a striking light-colored A2 horizon overlying the spodic horizon that usually has a distinct color gradation from reddish to yellowish colors within a few centimeters. Andepts, on the other hand, tend to occur in warmer climates, on basic parent materials, usually volcanic ash, and they lack distinct color gradation. Separating the two kinds of soils becomes difficult, however, if a soil formed in volcanic ash in a cool, wet climate or in a warmer perhumid climate. In this paper soils in two of these tension zones are examined. One of these tension zones is in southeastern Alaska and the other one in high rainfall areas of the island of Hawaii.

In Alaska soils having the morphology of Spodosols and soils having the morphology of Andepts occur associated with one another in a reasonably well defined pattern. The soils with Spodosol morphology are largely restricted to areas of conifer vegetation while Andepts tend to occur under shrubs and grasses. In a few places where it can be demonstrated that forest vegetation is intruding upon grassland, soils with Spodosol and with Andept morphology may be intimately associated.

In Hawaii, soils with light-colored "A2 horizons" occur but the "horizons" have been shown to consist of tropospherically derived quartz (Jackson, 1971). Spodosols, however, have been recognized in Hawaii at high elevations in extremely high rainfall areas. These soils have not yet been studied in detail. They are rather inaccessible and they are only important as watersheds. It will be shown in this paper however, that hydrandepths, the most intensely weathered Andepts, have several properties in common with Spodosols. These soil occur in high rainfall areas at low and intermediate elevation. Where they occur under relatively moderate precipitation and on gentle slopes they are used for sugar cane but in areas of very high rainfall and mountainous topography they are used only for forestry.

## METHODS

The pedons included in this study have been sampled as part of various projects between 1961 and 1967. At that time standard analyses were made on all horizons. In tables 2 through 6 the methods used in these analyses are identified by code. The methods are described in detail in Soil Survey Investigations Report No. 1, revised soil survey Laboratory Staff, 1972. Although the methods are not always identical they are sufficiently similar that valid comparisons among the soils can be made.

Selected horizons were analyzed as part of this study by the following methods:

- a. Loss of cation exchange capacity on "free iron" removal:

The cation exchange capacity of 5 grams of soil was determined by the NaOAc method (pH 8.2) (5A2a) in 90 ml centrifuge tube. Washing was repeated and small amounts of NaOH were added as necessary until the supernatant NaOAc solution had a stable pH of 8.2. Following replacement of exchangeable sodium with 1N  $\text{NH}_4\text{OAc}$  the soils were shaken overnight at room temperature (approximately 25° C.) in a 1 M sodium citrate solution to which 2 g. sodium dithionite had been added. After centrifugation the supernatant solution was decanted and iron and aluminum was determined by atomic absorption spectrophotometry (6C2b, 6G7a). The soils were then resaturated with NaOAc using the same precautions as described before and the cation exchange capacity was redetermined by standard procedures.

- b. Pyrophosphate (pH 10) extractable Fe and Al were determined by Bascomb's (1968) method except that 4 g. of soil and 200 ml of extracting solution were used. Fe and Al were again determined by atomic absorption spectrophotometry (6C5a, 6G5a).
- c. Dithionite-citrate extraction of Fe and Al. Fe and Al were extracted by shaking overnight at room temperature and Fe and Al were determined by atomic absorption spectrophotometry (6C2b, 6G7a).

This method removes the same amount of Fe as extraction in hot (90° C.) dithionite-citrate for 20 minutes as described by Mehra and Jackson (1960). It removes similar and small amounts of Al in soils in which only small amounts of pyrophosphate extractable Al are present and it removes considerably smaller amounts of Al than hot extraction in soils (mostly Spodosols



and Hydrandepts) that contain significant amounts of Na-pyrophosphate soluble Al. For these soils Al determined by the two methods is related as follows:

Pct. Al (hot extract) — pct. Al (room temperature extract) = 4.86 x pct. pyrophosphate extractable Al — 2.59 ( $r = 0.78$ ).

#### DISCUSSION OF DATA

The differences between the two groups of soils and soils presenting classification problems are illustrated on the basis of five pedons. Two of these pedons are clearly within the concepts of Andepts and Spodosols as defined now. The Andept is a Hydric Dystrandept from Hawaii, the Spodosol is a Typic Cryohumod formed on a parent material other than volcanic ash from Alaska. The other three soils are a Spodosol from Alaska that formed in young volcanic ash, a soil from Kodiak Island, Alaska, having the morphology of an Andept, but having chemical properties of a Spodosol, and a Hydrandept from Hawaii having at least some of the chemical properties of a Spodosol. Selected horizons of 12 other pedons of Andepts and Spodosols from Hawaii, Alaska, Washington, Idaho, and California have been studied by the same methods. The results are similar to the ones reported and are therefore not described in detail.

The example of a Spodosol not formed on volcanic ash, a Cryohumod (Table 2), was formed under coniferous vegetation in an area of extremely high precipitation and low mean annual temperature near Cordova in southeastern Alaska. Although the site is near sea levels the tongues of several glaciers extend to the same elevation within about 10 km of the site. The parent material is loess that may have contained some volcanic ash. The soil has the classical O<sub>2</sub>, A<sub>2</sub>, B, and C horizon sequence whereby colors in the B<sub>2</sub> horizon change from reddish black (10R 2/1) in the B<sub>12</sub> horizon to dark reddish brown (5YR 3/3) in the B<sub>3</sub> horizon, and dark grayish brown (2.5Y 4/2) in the C horizon. This range in colors occurs within more than 50 cm in depth. The chemical properties of this soil are equally striking. It contains more than 20 percent organic carbon and more than 6 percent dithionite-extractable iron in the B<sub>21</sub> horizon, both falling off abruptly with depth. Almost all of the "free" iron and aluminum in the upper part of the spodic horizon are also extractable by sodium pyrophosphate and treatment with sodium dithionite-citrate reduces the cation exchange capacity by 90 percent from 124 to 13 meq/100 g. Like Andepts, this soil has extremely low bulk density and very high water retentivity. In fact the soil meets all the diagnostic criteria of an

Andept in the B horizon except that the horizon also meets the requirements of a spodic horizon.

The example of an Andept (Table 3) is a Hydric Dystrandept from the footslopes of Mauna Kea from the island of Hawaii in Hawaii. The climate is considerably warmer than that for the soil in Alaska, the mean annual temperature being about 22° C; it is also considerably less humid, the mean annual precipitation being about 1,750 mm. Due to the higher temperature, the difference in effective precipitation, compared to the soil in Alaska, is even larger. The parent material is basic volcanic ash. The soil is quite different from the Spodosol, colors are nearly constant with depth and "free" iron increases slightly with depth. Sodium dithionite-citrate removes more Al than in other Andepts we studied. Perhaps this reflects transitional properties towards Hydrandepts. Like the Spodosol this soil has high water retentivity and, although no bulk densities are available for this particular profile, data from associated soils suggest that the bulk density is near 0.3 g/cc. There are also other pronounced differences to Spodosols in chemical properties. Although the base saturation is low, pH is near neutrality and there are only traces of exchangeable (KCl-extractable) Al. Almost none of the Fe or Al are extractable by pyrophosphate and cation exchange capacity increases on dithionite-citrate treatment. In the B<sub>2</sub> horizon the increase is 37 percent.

The opportunity to study a strongly developed Spodosol, a Cryic Placohumod, that had formed in volcanic ash was presented by a pedon located on Kruzof Island in southeastern Alaska (Table 4). Mt. Edgecomb on this island erupted about 8,000 years ago and covered the small island with a thick mantle of volcanic ash. The soil formed under a vegetation of Sitka spruce and hemlock in a cool, perhumid climate. The upper part of the profile has properties of a Spodosol, an A<sub>2</sub> horizon, a black B<sub>21h</sub> horizon, a yellowish red (5Y 5/6) B<sub>22h</sub> horizon, and a weakly indurated, thin, and convoluted placic (ortstein) horizon followed by B<sub>3</sub> and C horizons consisting of weathered, thixotropic pumic saprolite. Like the soils discussed before, this soil has very low bulk density, very high water retentivity and very high cation exchange capacity. Spodic properties in the B<sub>2</sub> horizon are reflected by the low pH, the high KCl-extractable Al and the extreme loss of cation exchange capacity on dithionite-citrate treatment. The distribution of dithionite-citrate extractable Fe is peculiar. Apparently, the placic horizon impeded water movement sufficiently to create reducing conditions in the upper two subhorizons of the spodic horizon resulting in the almost complete loss of "free"

iron. The iron accumulated in the placic horizon but it is apparently sufficiently crystalline to resist dissolution by pyrophosphate. Al, however, shows a more regular distribution in the spodic horizon and is highly soluble in pyrophosphate. While the B2 horizon loses almost all of its the cation exchange capacity on dithionite-citrate treatment, the loss becomes smaller with depth turning into a gain in the B3 and C horizons. This, and the small amount of pyrophosphate-extractable Fe and Al, the relatively high pH at nearly zero base saturation, and the near absence of exchangeable (KCl-extractable) Al in these horizons reflect the properties of an amorphous material similar to that of Andepts.

In the soils discussed so far morphology as seen in the field was a good clue to chemical and physical properties of the soil. This is not true for the next soil sample on Kodiak Island, Alaska (Table 5). Soil scientists in the field considered this soil a Cryandept. It lacks any evidence of an eluvial horizon and, while some horizons are reddish brown, color does not change systematically with depth. The soil formed in volcanic ash of unknown age under shrub vegetation. There is no settlement within 100 km of this site and the climatic data are therefore approximate. Although this soil has all the chemical and physical properties of an Andept, it is also in its chemical properties indistinguishable from a Spodosol. The pH is near and below 4.0, there are large amounts of exchangeable (KCl-extractable) Al, and almost all of the "free" iron and aluminum is also extractable by sodium pyrophosphate. The cation exchange capacity is drastically reduced by the dithionite-citrate treatment. "Spodic" properties are less pronounced in the C2 horizon but they are also weakly expressed in the C horizon of the two Spodosols in this study.

The last soil (Table 6) is a Typic Hydrandept, again from the island of Hawaii. It is at a slightly higher elevation than the Hydric Dystrandept, it receives more precipitation and temperatures are slightly cooler. But it formed on the same parent material and under a similar vegetation. In most physical properties this soil is similar to the Hydric Dystrandept but it hardens irreversibly upon drying. In its chemical properties it resembles the Dystrandept in having a pH above 5.0 and in being essentially devoid of exchangeable (KCl extractable) aluminum. It differs from the Hydric Dystrandept in losing rather than gaining cation exchange capacity on dithionite-citrate treatment and in having considerable amounts of sodium pyrophosphate extractable Fe and Al. It also has (Table 7) less NaOH extractable Al and Fe and some investigators would therefore consider it

to contain less "allophane".

To show the soil in perspective selected properties of the B horizons of soil sampled at different elevations on the east slope of Mauna Kea on Hawaii are shown in Table 7. The soils are arranged in order of increasing rainfall. All soils formed on volcanic ash of similar age. This table shows that the Dystrandeps and the Hydric Dystrandeps are similar in most of the properties listed. The two Hydrandeps have less NaOH extractable Al and Si and a narrower silica-aluminum ratio, they contain more dithionite-citrate extractable Fe and Al and they contain much more Fe and Al that can be extracted by sodium pyrophosphate. Dithionite-citrate treatment reduces their cation exchange capacity instead of increasing it as in the other Andepts.

#### Taxonomic Considerations

While most Spodosols can be distinguished from Andepts on the basis of their morphological criteria, the evidence presented in this paper suggests that some ash derived soils having a morphology similar to that of Andepts have an exchange complex that has many of the properties of that of spodic horizons. Some of the criteria used in this paper, notably the change in cation exchange capacity on dithionite-citrate extraction, are of questionable practical significance. Others, however, notably the presence or absence of exchangeable (KCl-extractable) aluminum are of great practical significance as exchangeable aluminum is toxic to many important crops.

Presently Spodosols are separated from Andepts on the basis of chemical criteria in conjunction with morphological criteria. These criteria seemed to yield a grouping of soils that was desirable because it was consistent with past experience on the use and management of these soils. The information presented here suggests that a separation weighted more heavily by chemical criteria may be more appropriate. We do not know yet whether soils similar to the "Dystric Cryandept" in Alaska are extensive enough so that their misclassification presents a serious practical problem. Only few soils at such extreme latitudes are used intensively. A similar problem may, however, exist at higher elevation in low latitudes. It would probably be desirable to retain Hydrandeps as a Great Group of the suborder Andepts although they do have some of the chemical properties of Spodosols. Although the classification of Hydrandeps does not now present a problem in Hawaii, soils with properties transitional between the Hydrandeps and the Dystric Cryandeps of this study may be extensive elsewhere and may have to be recognized.

TABLE 2. Typic Cryohumod, medial.

Location: 30 m north of cabin on McKinley Lake Trail, about 35.4 km east of Cordova, Alaska.

Physiographic position: Hilly upland, about 33 m elevation. Topography: Northwest-facing 18 percent slope. Drainage: Moderately well drained. Vegetation: Hemlock (*Tsuga heterophylla*) and Sitka spruce (*Picea sitchensis*) forest. Parent material: Loess over weathered metamorphic rock or glacial till.

Climate: Mean annual temperature: 1.9° C; mean annual precipitation: 3690 mm.

- 01 10-8 cm, undecomposed forest litter.
- 02 8-0 cm, dark reddish brown (5YR 2/2) mat of well decomposed organic matter; many roots; mycelia; abrupt smooth boundary.
- A2 0-5 cm, dark gray (10YR 4/1) silt loam; weak very thin platy structure; friable, slightly sticky and plastic; many roots; abrupt irregular boundary.
- B21h 5-15 cm, reddish black (10R 2/1) silt loam, patches of very dusky red (2.5YR 2/2); moderate very fine granular structure; slightly brittle in place but very friable when disturbed, smeary when rubbed; sticky, plastic; many roots; abrupt irregular boundary.

- B22ir 15-30 cm, very dusky red (2.5YR (2/2) silt loam, patches and streaks of dark reddish brown (5YR 3/4); weak fine subangular blocky structure; smeary when rubbed; sticky, plastic; roots common; abrupt wavy boundary.
- B31 30-53 cm, dark reddish brown (5YR 3/) and dark brown (7.5YR 3/2) silt loam, about 10 percent gravel, patches of grayish brown (10YR 5/2); weak very thin platy structure, breaking to weak very fine subangular blocky; smeary when rubbed; sticky, plastic; roots common; abrupt wavy boundary.
- IIB32 53-74 cm, dark reddish brown (5YR 3/4) gravelly silt loam, patches of yellowish brown (10YR 5/4); weak fine subangular blocky structure; coatings of very dusky red (2.5YR 2/2) on peds and pebbles, and in old root channels; smeary when rubbed; sticky, plastic; few roots; gradual boundary.
- IIC 74-100 cm, dark grayish brown (2.5Y 4/2) very gravelly silt loam; coatings of very dusky red (2.5YR 2/2) on some pebbles and peds; weak fine subangular blocky structure; firm in place, but friable when disturbed; smeary when rubbed; sticky, plastic; no roots.

Depth (cm)	Horizon	6A1b Organic carbon		6G1d Ext. Al+++		Pyrophosphate extr.		Dithionite-citrate extractable		CEC (NaOAc, pH 8.2)			4A1b Bulk density		Water content		Cation Exch. Capacity		pH		Base saturation	
		Pct.	meq/100 g	6C5a Fe	6G5a Al	6C2b Fe	6G7a Al	before extr. w/D-C	after extr. w/D-C	change	1/3 bar	15 bar	4B1c 1/3 bar	4B2 15 bar	SA3a Sum	SA6a % OAc	8C1b Saturated paste	SC1 NH <sub>4</sub> OAc	Pct.	(1:1)		
																					meq/100 g	Pct.
0-0	O2	31.2	3.5			0.6											61.2	4.2	14			
0-5	A2	6.42	6.8	0.4	0.2	0.6						0.73	15.5			24.1	4.7	10				
5-15	B21h	20.48	9.4	5.6	2.8	6.1	2.8	124.3	13.4	-89	0.32	44.4			115.7		4.7	3				
15-30	B22ir	16.95	7.1	4.3	4.2	5.1	4.1	111.2	14.0	-87	0.34	38.9			99.2		5.0	1				
30-53	B31	9.07	4.2	3.1	2.7	3.2					0.45	20.6			42.6		4.9	1				
53-74	IIB32	6.85	3.5	2.7	2.2	3.5	2.0				0.55	16.9			41.7		4.9	0				
74-100	IIC	4.30	2.1	1.1	1.6	1.8	2.3	34.3	12.3	-64	0.58	11.9			32.4		5.2	1				

TABLE 3. Hydric Dystrandept, thixotropic, isohyperthermic.

Location: Island of Hawaii, Hawaii County, Hawaii. About 3.2 km southeast of the town of Paauhau which is 1.6 km southeast of Honokaa.

Vegetation: Sugarcane. Climate: Average annual precipitation is 150 to 200 cm. The mean annual temperature is 22.2° C, the mean January temperature 20.6° C, and the mean July temperature 23.3° C. Parent material: Volcanic ash.

Topography: Low windward slopes of Mauna Kea.

Elevation: 210 m.

Ap 0-25 cm, very dark brown (10YR 2/2) silty clay loam; weak medium subangular blocky structure; friable, sticky, plastic; common roots; few very fine pores; abrupt smooth boundary.

B1 25-46 cm, dark yellowish brown (10YR 3/4) silty clay loam, dark yellowish brown (10YR 3/4-4/4) when crushed; weak fine and medium subangular blocky structure; friable, slightly sticky, plastic; common roots; common very fine and medium pores; clear irregular boundary.

B21 46-71 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; strong fine and very fine subangular blocky structure; firm, sticky, plastic; common roots; few fine pores; continuous smooth pressure

faces on ped surfaces; in places there are dark red (10.5YR 3/6-4/6) hard fragments, apparently cinder fragments; the horizon is discontinuous and occurs in about 2/3 of the excavation wall; gradual wavy boundary.

B22 71-86 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; strong fine and very fine subangular blocky structure; friable, slightly sticky, plastic; few roots; few fine pores; smooth pressure faces on all ped surfaces; when the B21 horizon is missing the B22 extends upward to about 55 cm and grades gradually into the B1 horizon; gradual wavy boundary.

B23 86-120 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; moderate very fine and fine subangular blocky structure; friable, slightly sticky, plastic; few roots; few very fine pores; ped surfaces show weak pressure orientation; abrupt wavy boundary.

B24 120-145 cm, dark reddish brown (7.5YR to 5YR 3/2) silty clay loam; moderate fine and very fine subangular blocky structure; friable, slightly sticky, plastic; few roots; few very fine pores; ped surfaces show weak pressure orientation; abrupt wavy boundary.

R 145 cm, slightly weathered basalt; degree of weathering seems to decrease sharply with depth.

Depth (cm)	Horizon	6A1a Organic carbon Pct.	C/N	6G1d KCl Ext. Al <sup>+++</sup> mg/100 g	Pyrophosphate extr.		Dithionite-citrate extractable		CEC (NaOAc, pH 8.2)			Water content		Cation Exch. Capacity		pH	Base saturation		
					6C5a Fe	6G5a Al	6C2b Fe	6G7a Al	5A2a before extr. w/D-C	5A2a after extr. w/D-C	change	4B1c 1/3 bar	4B2 15 bar	5A6a Σ mg/100 g	5A3a Σ		8C1a H <sub>2</sub> O 1:1	5C3 Sum of cations	
					Pct.	Pct.	Pct.	Pct.	mg/100 g	Pct.	Pct.	Pct.	Pct.	mg/100 g	mg/100 g		Pct.	Pct.	
0-25	Ap	5.37		<0.1	0.7	0.9	10.4	3.5	69.9	79.2	+9		36.4		61.0	5.8	33		
25-46	B1	4.36					10.6						40.8		61.7	6.4	22		
46-71	B21	3.16			0.2	0.5	10.6	3.4	63.8	100.8	+37		36.8		51.7	6.4	21		
71-86	B22	2.21		<0.1			10.9						34.1		39.7	6.3	19		
86-120	B23	0.71					9.9						34.6		28.2	6.5	22		
120-145	B24	1.21					11.2						36.1		29.6	6.5	22		

TABLE 4. Cryic Placohumod, thixotropic.

Location: Kruzof Island, Alaska. Physiographic position: Hilly uplands, elevation about 137 m.

Topography: Southeast-facing, smooth 10 percent slope. Drainage: Well drained. Vegetation: Hemlock (*Tsuga heterophylla*) and Sitka spruce (*Picea sitchensis*) forest, logged. Parent Material: Volcanic cinders, deposited about 8,000 years B. P. Climate: Mean annual temperature 6.4° C. Mean annual precipitation 2450 mm.

- 01 25-8 cm, reddish black (10R 2/1) partially decomposed forest litter; thin ash lenses; many roots; abrupt wavy boundary.
- 02 8-0 cm, reddish black (10R 2/1) and very dusky red (10R 2/2) muck; many roots; abrupt wavy boundary.
- A2 0-5 cm, gray (10YR 5/1) very fine sandy loam; very weak thin plates breaking to very fine subangular blocks; very friable (moist), nonsticky and nonplastic (wet); few roots; very thin layer of reddish yellow (7.5YR 6/6) silty volcanic ash at top of horizon; 4 percent porous gravel by volume; abrupt irregular boundary.
- A3 5-8 cm, very dark gray (10YR 3/1) and dark grayish brown (10YR 4/2) silt loam; weak fine subangular blocky structure; friable (moist), thixotropic (wet); few roots; 3 percent porous gravel by volume; abrupt broken boundary.
- B21h 8-20 cm, black (5YR 2/1) mucky silt loam; weak coarse prismatic structure with thin shiny coatings on peds; thixotropic (wet); few roots; 5 percent porous gravel by volume; abrupt irregu-

lar boundary, with some narrow tongues extending to 81 cm.

- B22h 20-30 cm, yellowish red (5YR 5/6) sandy loam; weak coarse prismatic structure, whit dark reddish brown (5YR 3/4) coatings on peds; few vertical cracks coated with dark reddish brown (2.5YR 2/4) and black (N 2/); thixotropic (wet); no roots; few firm (moist) gray patches at base of horizon; 1 percent gravel by volume; abrupt broken boundary.
- B23irm 30-33 cm, dark reddish brown (2.5YR 3/4) silt loam; moderate fine to medium angular blocky structure; interiors of peds, which are weathered pumice fragments, are red (2.5YR 4/6); irregular seams of dark reddish brown (2.5YR 2/4); firm to very firm (moist), thixotropic (wet); no roots; horizon is roughly horizontal, but is convoluted.
- B31 33-56 cm, strong brown (7.5YR 5/6) and yellowish red (5YR 4/6) silt loam; massive, but the soil consists of highly weathered pumice particles with yellow (10YR 7/8) interiors that make up about 30 percent of the volume of the horizon; irregular dark reddish brown (2.5YR 3/4) streaks; thixotropic (wet); no roots; gradual boundary.
- B32 56-91 cm, same as horizon above, except that yellow pumice interiors make up about 50 percent of the volume of the horizon.
- B33 91-190 cm, same as above, but sampled separately.
- C 190-230 cm, yellow (10YR 7/8) slightly weathered pumice of fine gravel size.

Depth (cm)	Horizon	6A1b Organic carbon Pct.	6G1d KCl Ext. Al+++ meq/100g	Pyrophosphate extr.		Dithionite-citrate extractable		CEC (NaOAc, pH 8.2)			4A1b Bulk density 1/3 bar g/cc	Water content		Cation Exch Capacity		pH	Base saturation		
				6C5a Fe	6G5a Al	6C2b Fe	6G7a Al	before extr. w/D-C	after extr. w/D-C	change		4B1c 1/3 bar	4B2 15 bar	5A3a Sum	5A6a NH <sub>4</sub> OAc		5C1b Satur- ated paste	5C1 NH <sub>4</sub> OAc	(1:1)
				Pct.	Pct.	Pct.	Pct.	meq/100g	Pct.	Pct.		Pct.	Pct.	meq/100g	Pct.		Pct.		
25-8	01	50.69	2.8										94.4		137.3	3.6	16		
8-0	02	49.03	4.4			0.3					0.17		74.4		145.4	3.6	10		
0-5	A2	5.11	4.0			0.3					0.86		7.0		12.2	4.1	5		
5-8	A3	6.86	8.5			0.2							14.2		35.9	4.0	1		
8-20	B21h	18.12	15.0	0.6	2.2	1.1	1.5	88.5	7.2	-92	0.37		30.0		92.8	4.2	1		
20-30	B22h	17.28	10.9	0.2	2.9	0.4	3.8	134.6	59.3	-56	0.30		36.4		107.2	4.5	1		
30-33	B23irm	11.67	2.0	3.6	2.0	10.9	3.1	104.5	72.8	-30	0.37		32.6		76.2	5.0	1		
33-56	B31	4.26	0.4			3.4	1.5	56.5	61.6	+9	0.24		21.4		44.9	5.5	0		
56-91	B32	3.11	0.3			3.0							18.1		37.9	5.6	1		
91-190	B33	2.75	0.4	0.1	0.5	2.7	1.8	58.2	63.7	+10	0.27		17.8		33.1	5.6	1		
190-230	C	0.83	0.4	0.1	0.2	0.9	0.3	19.7	20.5	+4			8.9		13.6	6.5	9		

TABLE 5. Dystric Cryandept, thixotropic.

Location: North side of Kaiugnak Bay, Kodiak Island, Alaska. Physiographic position: Hilly uplands at about 100 m elevation. Topography: 17 percent south-facing slope. Drainage: Well drained. Vegetation: Alder (*Alnus crispa*), grasses, shrubs, and fern. Parent material: Volcanic ash over glacial till. Climate: Mean annual temperature approximately 5° C. Mean annual precipitation approximately 1600 mm.

- 01 22-12 cm, dark reddish brown (5YR 2/2) partially decomposed organic materials; many roots; abrupt smooth boundary.
- 02 12-0 cm, black (5YR 2/1) silt loam; weak very fine granular structure; very friable; thixotropic (wet); many roots; clear smooth boundary.
- A11 0-6 cm, dark reddish brown (5YR 2/2) silt loam; weak very thin platy structure; thixotropic (wet); roots common; clear smooth boundary.
- A12 6-16 cm, dark reddish brown (5YR 3/2) silt loam; very weak very thin platy structure; thixotropic (wet); roots common; fine tubular pores; clear smooth boundary.

- A11b 16-28 cm, very dark brown (10YR 2/2) silt loam, streaks and patches of dark brown (10YR 3/2); weak very thin platy structure; thixotropic (wet); roots common; fine tubular pores; abrupt smooth boundary.
- A12b 28-38 cm, dark reddish brown (5YR 3/3) silt loam; weak very thin platy structure; thixotropic (wet); few roots; clear smooth boundary.
- C1 38-50 cm, dark brown (10YR 3/3) silt loam; weak very thin platy structure; thixotropic (wet); few roots; clear smooth boundary.
- C2 50-66 cm, dark reddish brown (5YR 3/4) fine silt loam; weak very thin platy structure; thixotropic (wet); sticky, plastic few roots; abrupt smooth boundary.
- IIC3 66-83 cm, dark olive gray (5Y 3/2) gravelly sandy loam; structureless; very friable; no roots.

Depth (cm)	Horizon	6A1b Organic carbon Pct.	6G1d KCl Ext. Al <sup>+++</sup> meq/100 g	Pyrophosphate extr.		Dithionite-citrate extractable		CEC (NaOAc, pH 8.2)			4A1b Bulk density 1/3 bar g/cc	Water content			Cation Exch. Capacity		pH BC1b Saturated paste	Base saturation		
				6C5a Fe	6G5a Al	6C2b Fe	6G7a Al	before extr. w/D-C	after extr. w/D-C	change		4B1c 1/3 bar	4B2 15 bar	5A2a NaOAc	5A6a NH <sub>4</sub> OAc	meq/100g		meq/100g	Pct.	(1:1)
				Pct.	Pct.	Pct.	Pct.	meq/100 g	Pct.	Pct.		Pct.	Pct.	Pct.	Pct.	Pct.		Pct.		
22-12	01	46.28	3.1								0.29	14.8	82.9	119.7	3.8	10				
12-0	02	33.51	19.4	1.6	1.4	2.1							82.9	115.5	3.5	2				
0-6	A11	13.73	8.4	5.3	3.1	5.7	2.8	81.6	13.0	-84	0.32		37.1	71.3	4.0	1				
6-16	A12	10.49	5.1			4.2					0.40		32.4	57.4	4.2	1				
16-28	A11b	8.71	4.7	2.5	1.9	3.5	2.5	63.5	19.9	-69	0.28		24.6	46.8	4.3	1				
28-38	A12b	13.47	4.2	5.1	3.6	6.4	4.8	86.6	28.8	-67	0.27		41.7	88.4	4.2	1				
38-50	C1	9.24	2.2			4.0					0.50		24.5	58.0	4.6	1				
50-66	C2	9.48	0.4	1.4	1.7	5.0	3.4	76.8	75.7	- 2	0.34		33.1	62.4	4.7	1				
66-83	IIC3	0.65	0.5			0.8					1.03		4.1	7.1	5.2	3				

**TABLE 6. Typic Hydrandept, thixotropic, isothermic.**

**Location:** Island of Hawaii, Hawaii County Hawaii. Southeast 3.2 km on Highway 19 from junction of Highway 19 and Highway 240 to Paaupau Sugar Plantation road, then south to airstrip, then right for 0.16 km, then left (uphill) to cane field boundary, and then 45 m south from cane field boundary into the pasture.

**Physiographic position:** Footslopes of Mauna Kea Mountain, 660 m elevation. Topography: Rolling to hilly, windward slope. Drainage: Well drained; slow runoff; moderately rapid permeability. Vegetation: Pangola (*Digitaria decumbens*), glenwoodgrass (*Sacciolepis contracta*), kikuyu (*Penmisetum clandestinum*), joll (*Stachytarpheta cayannensis*), hilgrass (*Paspalum conjugatum*), guava (*Psidium guayava*), ohia (*Metrosideros collina*), amaumau fern (*Sadleria cyatheoides*), and tree fern (*Cibotium* sp.).  
**Parent material:** Volcanic ash. Climate: Mean annual temperature 21° C. Mean annual precipitation: 3500 mm. Remarks: All horizons harden irreversibly upon drying, textures are apparent field textures.

Colors are for moist soil unless otherwise indicated.

**Ap** 0-18 cm, dark brown (7.5YR 3/2) silty clay loam; strong medium and fine granular structure; friable (moist), sticky and plastic (wet); many roots; many pores; abrupt wavy boundary.

**B21** 18-36 cm, dark brown (7.5YR 3/4) silty clay loam; moderate medium fine and very fine subangular blocky structure; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many roots; common medium and many fine and very fine pores; few

patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt smooth boundary.

**B22** 36-51 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; moderate medium, fine and very fine subangular blocky structure; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many roots; common medium and many fine and very fine pores; few patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt smooth boundary.

**B23** 51-63 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; strong coarse and medium breaking to strong fine and very fine subangular blocks; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many roots; many fine and very fine pores; few to common patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt smooth boundary.

**B24** 63-71 cm, dark brown (7.5YR 3/3) silty clay loam; strong coarse and medium breaking to strong fine and very fine subangular blocks; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many roots; few coarse and medium and many fine and very fine pores; few to common patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt wavy boundary.

**B25** 71-81 cm, very dark grayish brown (10YR 3/2) silty clay loam; strong coarse and medium breaking to strong fine and very fine subangular blocks; friable (moist) (some peds are firm), sticky and thixotropic (wet); many roots; few coarse and medium and many fine and very fine pores; common patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt wavy boundary.

Depth (cm)	Horizon	6Alc Organic carbon Pct.	6Cl d KCl Ext. Al <sup>+++</sup> meq/100g	Pyrophosphate extr.		Dithionite-citrate extractable		CEC (NaOAc, pH 8.2) 5A2a			Bulk density Field moist g/cc	Water content		Cation Exch Capacity		pH 8Cl a H <sub>2</sub> O 1:5	Base saturation 8Cl NH <sub>4</sub> OAc Pct. (1:1)
				6G5a Fe Pct.	6G5a Al Pct.	6G2b Fe Pct.	6G7a Al Pct.	before extr. w/D-C meq/100g	after extr. w/D-C Pct.	change		4B1c 1/3 bar Pct.	15 bar Pct.	5A1a NH <sub>4</sub> OAc meq/100g	5A3a Sum		
0-18	Ap	11.70	0.5	12.8	4.3	14.0	5.6	87.2	31.1	-64	0.51	101.9	53.1	5.4	24		
18-36	B21	6.55	0.6			14.4					0.33	154.5	33.7	5.2	4		
36-51	B22	9.36	0.3	5.9	2.9	11.5	7.1	114.4	70.2	-39	0.30	166.9	39.3	5.4	3		
51-63	B23	8.49	0.2			12.3					0.30	196.0	29.9	5.4	1		
63-71	B24	7.80	0.1			11.6					0.27	193.9	25.3	5.5	6		
71-81	B25	7.01	tr.			9.0					0.30	187.5	24.3	5.6	3		
81-86	IIB26	5.14				12.2					0.27	165.8	23.0	5.7	3		
99-115	IVB28	4.92	tr.			16.6					0.24	211.1	21.2	5.5	5		

IIB26 81-86 cm, dark reddish brown (2.5YR 3/4) silty clay loam; strong, medium, fine and very fine subangular blocky structure; slightly sticky and thixotropic (wet); many roots; common coarse and medium and many fine and very fine pores; common firm and very firm rock-like volcanic ash fragments; ped surfaces have translucent gelatinous appearance; abrupt smooth boundary.

IIB27 86-99 cm, dark brown (10YR 3/3) silty clay loam; moderate medium and fine prisms breaking to strong (few pockets of moderate) fine and very fine sub-

angular blocks; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many fine roots; many fine and very fine pores; common patches of dull smooth coatings on ped surfaces; abrupt smooth boundary.

IVB28 99-115 cm, dark brown (7.5YR 3/4) and yellowish red (5YR 3/6) silty clay loam; moderate medium and fine prisms breaking to strong fine and very fine subangular blocks; friable (moist), sticky and thixotropic (wet); many roots; common medium and many fine and very fine pores; ped surfaces have translucent gelatinous appearance.



TABLE 7. Some properties of B horizons of soils from the east slope of Mauna Kee, Hawaii.

Soil	Elevation meter	Precipitation mm	0.5N NaOH extractable $\frac{\text{Si}}{\text{Al}}$ percent	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Sodium dithionite citrate extr. $\frac{\text{Fe}}{\text{Al}}$ percent	Sodium pyrophosphate extractable $\frac{\text{Fe}}{\text{Al}}$ percent	$\Delta$ CEC Percent of CEC
Vitrandept	2100	600	4.5 6.9	1.2	6.6 1.5	0.5 1.1	+10
Typic Dystrandept	1600	1300	5.8 11.6	1.0	12.6 4.6	0.1 0.5	+82
Hydric Dystrandept	1000	1800	3.5 9.7	0.7	10.9 5.6	2.6 1.9	+25
Hydric Dystrandept	200	1800	4.9 10.9	0.9	10.7 3.4	0.2 0.5	+58
Hydrandept	700	3300	2.0 7.7	0.5	13.4 7.1	5.9 2.9	-39
Hydrandept	600	4500	1.2 5.3	0.4	24.6 5.6	16.3 2.2	-68

## REFERENCES

- Bascomb, C. L. 1968. Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *J. Soil Sci.* 19:251-268.
- Bracewell, J. M., A. S. Campbell, and B. D. Mitchell. 1970. An assessment of some thermal and chemical techniques used in the study of the poorly-ordered aluminosilicates in soil clays. *Clay Minerals* 8:325-335.
- Franzmeier, D. P., B. F. Hajek, and C. H. Simonson. 1965. Use of amorphous material to identify spodic horizons. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29:737-743.
- Jackson M. L., T. W. M. Levelt, J. K. Syers, R. W. Rex R. N. Clayton, G. D. Sherman, and G. Uehara. 1971. Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of the hawaiian Islands. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:515-526.
- Kawai, Kanji. 1969. Changes in cation exchange capacity of some Andosols with dithionite-citrate treatment. *Soil Sci. Plant Nutr.* 15:97-103.
- McKeague, J. A., J. E. Brydon, and N. M. Miles. 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminum in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35:33-38.
- Mehra O. P., and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Proc. 7th. Natl. Conf. on Clays and Clay Minerals*, pp. 317-327. Pergamon Press, New York.
- Soil Survey Laboratory Staff. 1972. *Soil Survey Laboratory Methods and Procedures for Collecting Soil Samples*. Soil Survey Investigations Report No. 1, rev. 1972.
- Soil Survey Staff. 1972. *Soil Taxonomy*. U. S. Govt. Printing Office. (In press).

# CLIMOSECUENCIA DE SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS EN LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA

D. P. FRANZMEIER ★★  
A. CORTES ★

## INTRODUCCION

Los suelos desarrollados de cenizas volcánicas tienen una amplia distribución en el mundo. En Colombia, estos suelos se han desarrollado en diversas condiciones ambientales lo que ofrece la oportunidad de estudiar algunos de los efectos de tales factores en la formación del suelo. El presente trabajo se basa en el estudio de los efectos de la temperatura y consecuentemente de la altitud, en los procesos de formación de suelos. Los cuatro suelos estudiados están localizados en el flanco oriental de la cordillera central y se encuentran distribuidos en un transecto entre la población de Mariquita (aproximadamente 980 metros sobre el nivel del mar) en el Departamento del Tolima, y el Páramo de Letras (3760 metros de altitud) en el Departamento de Caldas (Fig. 1).

### Factores Ambientales

El rango de variación climática de este flanco de la montaña representa una progresión térmica desde un ambiente frío, en el Páramo de Letras, a uno tropical en la región de Mariquita. El clima se considera húmedo a través de toda el área con una humedad que aumenta en intensidad desde Mariquita hasta Letras, a pesar de que existe una menor precipitación en los dos sitios más altos (Fig. 2). Esta aparente contradicción se explica teniendo en cuenta que la efectividad de la precipitación es mayor en las partes altas de la cordillera debido a la baja temperatura reinante y a la nebulosidad casi permanente. La precipitación ocurre con dos máximas que se alternan con dos estaciones secas de corta duración, dando lugar a suelos que rara vez están secos. Como un resultado del gradiente de temperatura, el tipo de vegetación también difiere de un lugar a otro. La vegetación original del área más baja (Mariquita y El Fresno) fue talada y en su lugar se establecieron pastos y cultivos. De acuerdo al

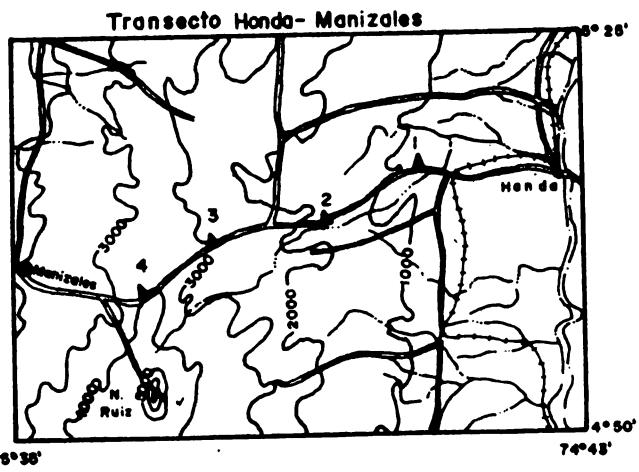


Figura 1 Localización de los suelos

\* Agrólogo Ph. D. Profesor del Centro Interamericano de Fotointerpretación C.I.A.F. y de la Facultad de Agrología de la Universidad de Bogotá, Jorge Tadeo Lozano.  
\*\* Especialista en suelos (Ph. D.) Profesor Asociado del Departamento de Agronomía de la Universidad de Purdue, Lafayette, U.S.A.

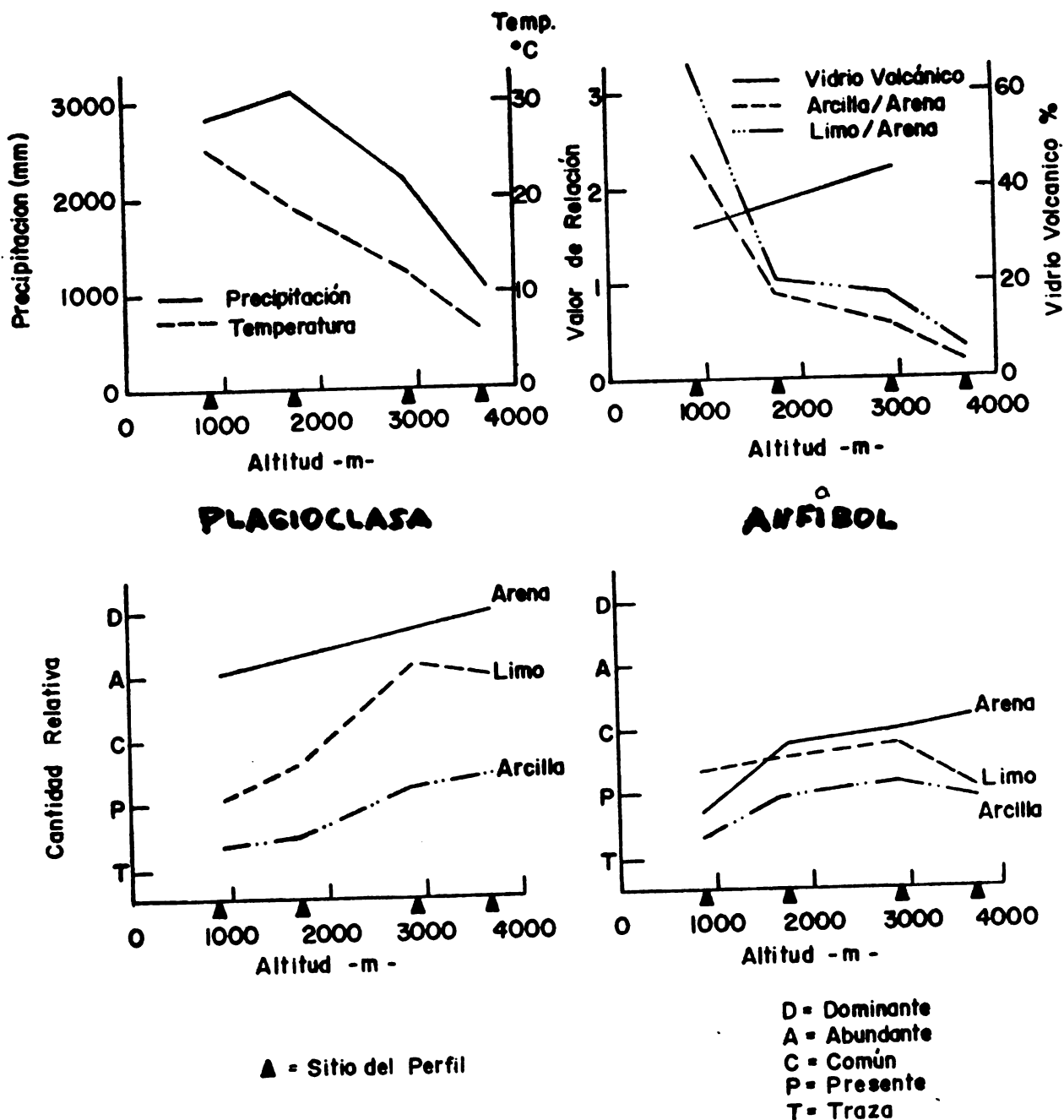


Figura 2 Parámetros climáticos de los sitios de los perfiles y algunas propiedades de los suelos en función de la altitud. En el diagrama superior derecho, arena = 0.2 — 2 mm; limo 2—20  $\mu$  y arcilla = < 2  $\mu$ .; los porcentajes de ceniza volcánica representan la fracción de 50—74  $\mu$ . Se consideraron únicamente los primeros 50 cm de suelo.

sistema de clasificación de climas y formaciones vegetales de Holdridge (1947), la vegetación nativa perteneció al bosque húmedo tropical y al bosque muy húmedo premontano. La vegetación natural está aún presente en las regiones más altas donde se encuentran localizados los perfiles La Libia y Letras. Esta vegetación co-

responde al bosque muy húmedo montano y bosque muy húmedo montano a subalpino (Páramo) respectivamente. La topografía del área, con excepción del Páramo de Letras, se caracteriza por las pendientes pronunciadas y la morfología compleja de la cordillera. Las pendientes más fuertes se presentan en La Libia y Ma-

riqueza con una oscilación del 25 y 50% o mayor, mientras en El Fresno y el Páramo de Letras los límites de variación están comprendidos entre 3 y 12%. En los cuatro suelos, la conductibilidad hidráulica es alta y prácticamente toda la lluvia que cae percola a través del perfil. Por consiguiente, en un sitio determinado, la cantidad de agua que pasa por un suelo inclinado es casi la misma que atraviesa un suelo más plano, razón por la cual las diferencias en pendiente entre los sitios de localización de los perfiles no son tan importantes como lo serían en el caso en que se produjera más escorrentía. El material parental de todos los suelos consiste en cenizas volcánicas, lapilli y toba procedentes del volcán del Ruíz. La edad del material volcánico corresponde al cuaternario reciente, de acuerdo a Hubach (1955). Durante este tiempo geológico se produjeron varias erupciones del volcán, los que dejaron sobre el terreno diferentes capas de cenizas dando lugar al desarrollo de los suelos actuales.

Los perfiles de suelos están localizados entre 10 y 60 kilómetros del Nevado del Ruíz. Consecuentemente, pueden existir algunas diferencias en la composición, tamaño de las partículas y edad efectiva de los depósitos debido a la posible distribución efectuada durante el tránsito de las cenizas y al decrecimiento en espesor del material volcánico a medida que se alejaba de su fuente de origen. Idealmente, en una climosecuencia de suelos, los cuatro factores que influyen en su formación deben ser constantes, requisito éste imposible de lograr bajo condiciones naturales. Para el presente estudio, los cuatro factores mostraron alguna variabilidad. En opinión de los autores, la diferencia en la temperatura del suelo a lo largo del transecto tiene un efecto mayor en sus propiedades que las diferencias presentadas por otros factores, aunque se admite que pueden existir otras interpretaciones al respecto.

### Materiales y Métodos

Inicialmente se seleccionaron cuatro suelos derivados de cenizas volcánicas que representan diferentes fajas altitudinales de la Cordillera Central. Los suelos fueron descritos en el campo (Soil Survey Staff, 1951) y muestreados para su caracterización física, química y mineralógica.

Las muestras de suelo se almacenaron en frascos plásticos sellados y se mantuvieron en refrigerador para conservarlas, en lo posible, en las mismas condiciones de humedad del campo y evitar así la alteración del material amorfo por secamiento.

Se hicieron las siguientes determinaciones:

distribución de partículas por tamaño, mediante el método de la pipeta (3A); densidad aparente usando terrones parafinados (4A2); retención de humedad a 1/3 y 15 bars en la olla de presión (4B1a) y en la membrana de presión (4B2), respectivamente; pH con electrodo de vidrio (8C1); carbón total de acuerdo al método de Walkley y Black (6A1a); nitrógeno total por el método macrokjeldahl modificado (6B1); bases extractables obtenidas con acetato de amonio (5B1) y determinadas en un espectrómetro de absorción atómica; capacidad de intercambio de cationes por extracción con acetato de amonio a pH 7.0 (5A1) y por suma de bases y acidez intercambiable (5A3); capacidad de adsorción de fosfatos por el método de Mehlich (1960). Los símbolos entre paréntesis indican el método utilizado para el análisis, tal como aparece codificado en el Reporte N° 1 de Investigación sobre Reconocimiento de Suelos (Soil Survey Staff, 1967).

Las determinaciones mineralógicas incluyen difracción de rayos X, espectroscopia infrarroja y observaciones en los microscopios electrónico y polarizante. Estos estudios se llevaron a cabo en las fracciones arena, limo y arcilla después de remover la materia orgánica, los óxidos de hierro libres (Mehra y Jackson, 1960) y en algunos casos, el material amorfo (Hashimoto y Jackson, 1960). Una muestra de arcilla se saturó con magnesio y se solvató con un exceso de glicerol luego de lo cual fue sometida a la difracción de los rayos X a la temperatura del cuarto de laboratorio y después de calentarla a 300 C para identificar la halloisita (Uchiyama, et. al 1968). Otra muestra fue saturada con potasio y pasada por los rayos X a la temperatura del cuarto de laboratorio (20 C) y después de calentarla a 500 C; si existían evidencias de caolinita se obtenían gráficos de rayos X después de someter la muestra a un calentamiento de 600 C.

Se separó la imogolita de algunas muestras seleccionadas usando la dispersión en un medio ácido (Yoshinaga y Aomine, 1962) y efectuando la identificación correspondiente por medio de los rayos X y el microscopio electrónico.

### Resultados y Discusión Morfología y Micromorfología

La morfología de los suelos revela un amplio rango de variación de un extremo a otro del transecto (véase Tabla 1). El Fresno y Mariquita, suelos que ocupan las posiciones más bajas, presentan un alto grado de diferenciación de horizontes, como se deduce de la presencia de horizontes B con desarrollo de color y estructura. El horizonte IIB2b del perfil Ma-

riquita es parte de un suelo muy viejo desarrollado de materiales sedimentarios que presenta un contenido alto de arcilla y color rojo amarillento característico. La Libia por otra parte, tiene un perfil AC con acumulación superficial de materia orgánica procedente de la vegetación natural siendo un suelo poco desarrollado debido a la topografía muy quebrada y a la temperatura relativamente baja del medio en donde se localiza. El perfil Letras se ha formado a partir de una serie de capas de ceniza volcánica, colocadas unas encima de las otras. En los primeros 20 cm de la superficie, este perfil presenta una capa de acumulación de materia orgánica y una capa delgada y cementada de color pardo rojizo oscuro.

El estudio micromorfológico de los suelos señala la influencia del material amorfo en el desarrollo de la fábrica del suelo y de su estructura. La naturaleza isotrópica del plasma junto con el arreglo y distribución de los granos minerales y de los poros sugieren el predominio de la fábrica plasmática isotrópica, de acuerdo a la nomenclatura de Brewer (1964), en todos los horizontes de los suelos con excepción del IIB2b del perfil Mariquita, el cual presenta una fábrica sépica. En el sistema de Kubiena, (1938) los suelos se clasifican como Braunlehm. El horizonte IIB2b de Mariquita se puede clasificar como un Braunlehm (Rotlehm). En el horizonte Bhirm de Letras un plasma rojizo rodea completamente los granos minerales y sirve de agente cementante del pan delgado u horizonte plácido (Soil Survey Staff, 1970). Los minerales primarios, presentes en este horizonte muestran menos evidencias de disolución en comparación con las que aparecen en otros horizontes, debido a que el material cementante los protege.

#### Propiedades Físicas y Químicas

Los resultados del análisis de la distribución de partículas por tamaño (Tabla 2) muestran claramente la naturaleza estratificada de los perfiles y el efecto de la temperatura del medio en la formación de la arcilla. La clasificación textural por familia (Soil Survey Staff, 1970) osciló desde media sobre arcilla en Mariquita, hasta arenosa en Letras. Es posible que haya ocurrido cierta distribución de las partículas por tamaño durante la deposición de la ceniza. El perfil Letras es el más cercano a la fuente de ceniza y pudo haber recibido principalmente material grueso mientras que el de Mariquita, que es el más lejano, tuvo posiblemente una mayor influencia de material fino.

Todos los suelos presentan valores bajos de densidad aparente (Tabla 2), especialmente en los horizontes superficiales de Mariquita y El Fresno, y alta porosidad y permeabilidad.

Una característica muy notoria presentada por algunas de las muestras es la retención de agua extremadamente alta a 15 bars. A esta tensión, el agua es retenida principalmente como una película sobre los materiales del suelo y el contenido de agua se acerca a 0.4 veces el contenido de arcilla en suelos que presentan principalmente arcillas cristalinas (Franzmeier et al. 1960). Si el contenido de agua a 15 bars excede significativamente 0.4 veces al contenido de arcilla, es posible suponer que la arcilla no se dispersó completamente al determinar la textura, o que el agua estaba sostenida por geles que tienen área superficial alta, pero que no están formados por partículas separadas de suelo, siendo esta última posibilidad de mucha importancia para estos suelos.

Los valores del pH (Tabla 2) son relativamente altos para todos los suelos del transecto a pesar de que presentan muy baja saturación de bases. Este comportamiento anormal se explica, de acuerdo a Birrell (1964), por la fuerte capacidad amortiguadora de la alúmina en la región de su punto isoelectrico y/o por la alta capacidad amortiguadora de los geles de aluminio polimerizados. Los valores de la capacidad de intercambio de cationes, la relación carbono/nitrógeno y la capacidad de adsorción de fosfatos son altos y están relacionados con la naturaleza amorfa de la fracción activa de los suelos. En la mayoría de los horizontes, el sodio es el catión más abundante, fenómeno que puede estar relacionado con la abundante presencia en los suelos de minerales ricos en sodio. Los suelos muestran alto contenido de materia orgánica en los horizontes A, a todo lo largo del transecto. Estos valores son aún más altos en La Libia y Letras debido al efecto de la vegetación y la temperatura. La formación de complejos alofano-humus y la alta capacidad de retención del agua existente en los suelos también se consideran factores que contribuyen a esta acumulación.

#### Minerales Primarios

La composición mineralógica de las fracciones arena y limo se determinó mediante la utilización de análisis de difracción de rayos X y el microscopio polarizante.

Los resultados de los análisis mineralógicos de todos los suelos del transecto revelan que el contenido de minerales en las fracciones de arena y limo, es generalmente uniforme en la totalidad de los perfiles y dentro de éstos, hay similitud en la composición mineralógica en los horizontes que los forman, con excepción del horizonte IIB2b de Mariquita en el cual la composición mineralógica indica un origen diferente y un estado avanzado de intemperismo.

Excluyendo el mencionado horizonte IIB2b, los componentes cristalinos de la arena y el limo de los suelos incluyen plagioclasa (albita-andesina), cristobalita, cuarzo y vermiculita entre los minerales ligeros, y piroxenos, hornblenda, anfíbol sódico, magnetita y apatita entre los pesados. Los componentes no cristalinos son vidrio volcánico, material amorfo pedogenético y fitolitos de ópalo. Los fitolitos están presentes únicamente en los horizontes superficiales de El Fresno y Mariquita.

La abundancia relativa de estos minerales, por otra parte, varía ampliamente. El vidrio volcánico y los feldespatos plagioclasa son los más abundantes en todos los suelos, seguidos por el cuarzo, la cristobalita y la vermiculita. Entre los minerales máficos, el más abundante es el anfíbol sódico. Los piroxenos, la hornblenda, la magnetita y la apatita están presentes en pequeñas cantidades solamente. La apatita puede no ser estable en suelos como estos que presentan alta capacidad de adsorción de fosfatos.

#### Mineralogía de la Fracción Arcilla

Los resultados de los análisis de difracción de rayos X, absorción infrarroja, de la prueba con NaF (Fieldes y Perrott, 1966) y la evidencia dada por otros datos indican que el material amorfo es el componente dominante de la fracción de arcilla en la mayoría de los horizontes de los cuatro perfiles estudiados, aunque la presencia de arcillas cristalinas es también importante. Estas arcillas incluyen: la esmectita, la vermiculita, un intergrado clorítico, la halloisita, la caolinita y la imogolita. También están presentes, en la fracción de arcilla, algunos minerales primarios tales como el cuarzo, los feldespatos y un anfíbol sódico.

La esmectita se encuentra en todos los suelos y fue identificada como el mineral que dió los picos 17.6 a 18.3 A, después del tratamiento con magnesio y glicerol y el pico 10A luego de saturar con potasio y calentar a 500 C. Este mineral fue disuelto parcialmente al tratar las muestras para remover el material amorfo (véase figura 3) hecho éste que se hace evidente por la disminución en la intensidad de los picos 17.6 y 18.3 A, después del tratamiento, sugiriendo la hipótesis sobre la existencia de partículas de esmectita, probablemente de tamaño muy pequeño que se acercan al límite inferior de la cristalinidad.

Los minerales de arcilla que dan picos de difracción de rayos X de 14.0 a 14.7 A con magnesio y glicerol a 25 C y con potasio a 25 C y de 10.0 a 10.3 A con potasio después de calentar a 500 C se identificaron como vermiculita.

De acuerdo a Uchiyama y colaboradores (1968) la resistencia que presenta la vermiculita a plegarse a 10A al ser saturada con potasio a 25 C sugiere la presencia de hidróxido de aluminio entre las láminas.

La esmectita es más abundante que la vermiculita en los perfiles Mariquita, El Fresno y La Libia, mientras que en Letras sucede lo contrario. En general, al contrario de esmectita tiende a incrementarse con la profundidad, en todos los suelos. La distribución de vermiculita con la profundidad es más irregular.

La halloisita y la caolinita están presentes únicamente en los perfiles Mariquita y El Fresno que son los suelos localizados en la parte más cálida del transecto. La caolinita fue identificada por los picos 7.1 a 7.2 A, 3.57 y 2.38 A los que desaparecen por calentamiento a 600 C; solo se encontró en grandes cantidades en el horizonte IIB2b de Mariquita, el horizonte paleosólico formado a partir de depósitos sedimentarios y enterrado más tarde por cenizas volcánicas. También se detectó caolinita en los horizontes A1 de Mariquita y El Fresno. Los picos 11.3 a 11.4 A y 4.4 A registrados en muestras tratadas con magnesio y glicerol se atribuyen a la halloisita debido a que el pico 11.4 A se cambió a 7.2 A al calentar la muestra a 300 C, desapareciendo luego ambos picos por calentamiento de las muestras saturadas en potasio a 500 C. La halloisita se encontró únicamente en los horizontes A1, B12 y IIB2b del perfil Mariquita. El pico 11.3 A también desapareció al remover el material amorfo de las muestras de suelo (véase Mariquita B21, Fig. 3).

Otros minerales están presentes en cantidades pequeñas en algunas unidades. Una banda reducida en las proximidades de los 14 A, después de calentar a 500 C sugiere la presencia de un intergrado clorítico en algunos horizontes. Se encuentran también pequeñas cantidades de minerales primarios, tales como la cristobalita, el cuarzo, los feldespatos, la paragonita (9.5 a 9.6 A, Fig. 3) y un anfíbol sódico (8.4 A). El contenido de cristobalita tiende a incrementarse desde el perfil Letras hasta El Fresno y a decrecer en Mariquita; el contenido de cuarzo tiende a variar inversamente a la cristobalita. La presencia de paragonita y del anfíbol sódico indica que el magma del cual se originó el material de ceniza era rico en sodio.

Exámenes al microscopio electrónico de la fracción de arcilla fina de muestras seleccionadas de los perfiles Mariquita y El Fresno obtenidas después de dispersar el suelo en un medio ácido, siguiendo el procedimiento de Yoshinaga y Aomine (1962), revelaron la presencia de un material similar en morfología a la aló-

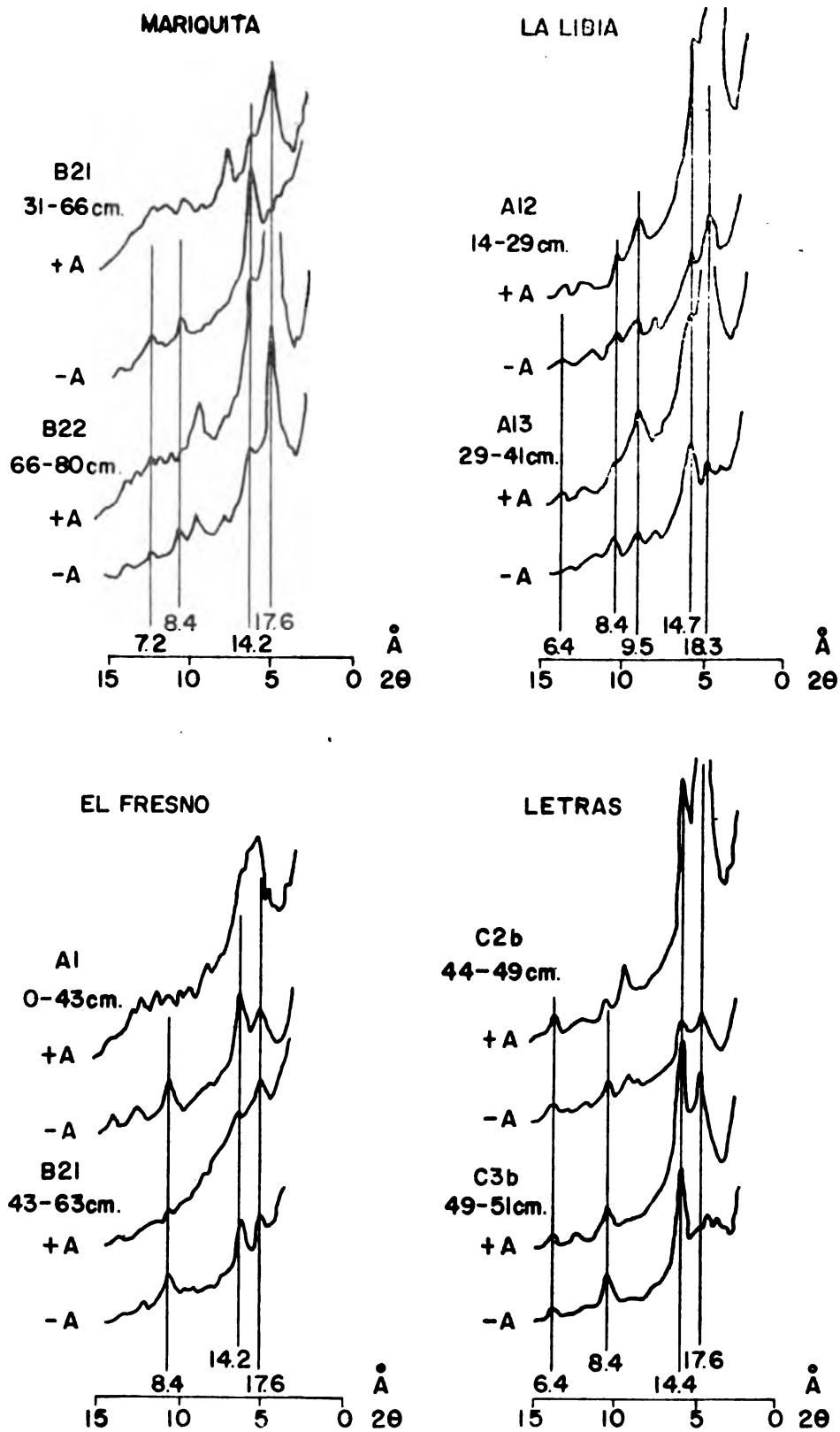


Figura 3 Gráficas de difracción de rayos — X de las arcillas ( $< 2\mu$ ) después de remoción de materia orgánica y óxidos de hierro libres, saturación con magnesio, solvatación con glicerol y con (+A) o sin (-A) material amorfo.



fana reportada por Yoshinaga y Aomine (1962), Yoshinaga (1968) y Grim (1968). La difracción de rayos X de este mismo material mostró solamente unas pocas bandas difusas y débilmente expresadas en la región de 10 Å lo que indicó que estaban presentes escasos minerales 2:1. También fue evidente la existencia de una pequeña cantidad de material fibroso el cual parece ser imogolita, puesto que su morfología es similar a la reportada por numerosos investigadores entre ellos Yoshinaga y Aomine (1962), Wada (1967), Wada y Yoshinaga (1969), Be-soain (1968/69) y Russell y colaboradores (1969).

Desde el punto de vista de la génesis de arcilla, se indica que el material amorfo ha sido formado principalmente a partir de material volcánico por coprecipitación de sílica y alúmina. Esto, de acuerdo a Kanno y colaboradores (1968), se efectuó a través de procesos de desilificación e hidratación de los vidrios y algunos minerales primarios presentes en el material de ceniza y por reemplazo de enlaces Si—O—Si por otros del tipo Si—O—Al.

La vermiculita pudo haberse heredado del material original de cenizas o haberse formado a partir de biotita, flogopita o posiblemente de paragonita, la mica rica en sodio, que fue identificada en algunos horizontes de Letras y La Libia. Los autores están a favor de la hipótesis del intemperismo debido a la relativa facilidad con la cual el potasio es removido de las micas y a las condiciones intensas de lavado a que están sometidos estos suelos.

La presencia de esmectita es más difícil de explicar. En suelos ácidos con buen drenaje y alta precipitación se espera que se forme caolinita y no esmectita. Sin embargo, muchos suelos derivados de cenizas volcánicas contienen apreciables cantidades de esmectitas.

Chichester, Youngber y Harward (1969) en su estudio de suelos formados a partir de materiales volcánicos de mt. Mazama en Oregón, señalaron que la esmectita y otros minerales 2:1 pudieron formarse en los canales capilares, vesículas y otras formas porosas de las partículas de toba debido al incremento en la concentración de sílice, alúmina y cationes metálicos en estos espacios porosos. Más tarde, Dudas y Harward (1971) sugirieron otros dos factores como de posible importancia para explicar la presencia de la esmectita en estos suelos y dijeron que ésta pudo haber sido incorporada al suelo en aquellos sitios donde la tala de árboles y el destronque produjeron mezcla del material de cenizas con el paleosol subyacente, o que pudo haberse formado a partir de

minerales del tipo 2:1 presentes en fragmentos de roca que fueron expulsados por el volcán y que posteriormente se mezclaron con los materiales volcánicos.

En el caso de los suelos objeto del presente estudio, se descarta la posibilidad de mezcla de materiales como una explicación de la presencia de esmectita; debido a que los depósitos de cenizas son demasiado gruesos y que el paleosol es rico en caolinita y no en esmectita. La posibilidad de que esta arcilla o su mineral precursor del tipo 2:1 estuvieron incluidos en la ceniza volcánica, es válida. Los autores creen, sin embargo, que la hipótesis de Chichester y sus colaboradores explica mejor la presencia de esmectita en los suelos estudiados aunque tal hipótesis no se probó en esta investigación.

La aluminación de arcillas expandibles del tipo 2:1 puede explicar la formación de pequeñas cantidades de un intergrado clorítico en estos suelos como lo propuso Jackson (1965). El mineral designado en este estudio como "intergrado clorítico" es un mineral micáceo dioctahédrico expandido que presenta hidroxialuminio interlaminar. El aluminio procede del intemperismo de los vidrios volcánicos, los minerales máficos y los feldespatos.

La halloisita probablemente se formó a partir del material amorfo a través de la formación de imogolita, mientras que la caolinita en las capas volcánicas se considera como un producto de la alteración de la esmectita por desilificación, o de los feldespatos.

### Génesis de los Suelos

Entre los factores formadores del suelo, el clima es considerado como el más importante desde el punto de vista de variabilidad en la génesis de los suelos estudiados. El gradiente de temperatura crea condiciones diferentes de intemperismo en cada uno de los suelos lo que se refleja en la variación de sus propiedades físico-químicas y mineralógicas a todo lo largo del transecto.

Estrictamente hablando, no es posible aplicar el concepto de Jenny de climosecuencia de suelos a este transecto porque los otros factores no son totalmente constantes. En una forma general, sin embargo, el concepto puede adoptarse útilmente para evaluar el efecto del clima en la formación de los suelos porque los otros factores son relativamente constantes en comparación a la variación tan marcada del clima. El material parental de todos los suelos, por ejemplo, es ceniza volcánica de naturaleza andesítica; análisis de difracción de rayos X e

identificación en el microscopio petrográfico mostraron que se presenta una composición mineralógica similar en el material de ceniza en todo el transecto. En general, los geólogos concuerdan en que esta ceniza fue depositada durante el cuaternario reciente. Topográficamente toda el área puede considerarse quebrada con pendientes complejas y formas de relieve variable y características de la cordillera andina.

La vegetación puede considerarse como una variable dependiente e independiente de acuerdo a las ideas de Jenny (1961) expresadas en su aproximación funcional al estudio de la formación del suelo. El factor biótico independiente se refiere a la incidencia de semillas de especies y biotipos que llegan a un sitio particular. La flora actual, su distribución y crecimiento es una variable que depende principalmente del clima. Para evaluar el factor biótico en el área de estudio, el transecto puede ser dividido en una serie de segmentos en ángulo recto al gradiente de temperatura. Estos segmentos corresponden a los cinturones altitudinales que crean las zonas climáticas de Colombia. Cada zona climática tiene un clima uniforme y su factor biótico, la variable independiente, es simplemente la suma de todas las especies en el transecto.

Considerando los cambios en las características de los suelos con el decrecimiento en altitud desde Letras hasta Mariquita, se pueden establecer varias tendencias. Estos cambios se atribuyen principalmente al incremento de temperatura de la secuencia. Las tendencias son las siguientes:

1. La diferenciación de horizontes incrementa de perfiles OAC a perfiles AB. Una excepción se presenta en el perfil Letras el cual muestra una capa delgada y cementada por hierro y materia orgánica (horizonte plácico) que fue designado como un horizonte Bhirm.
2. Los colores del subsuelo cambian desde tonos grisáceos o pardo grisáceos en Letras y La Libia a pardo amarillentos en El Fresno y Mariquita.
3. La estructura de bloques sub-angulares débiles de algunos horizontes subsuperficiales de Letras y La Libia progresa a estructura prismática moderada hasta fuertemente desarrollada en El Fresno y Mariquita.
4. La retención de humedad a 1/3 y 15 bars aumenta con un incremento en la temperatura.
5. El contenido de arcilla de los primeros 50 cm se incrementó progresivamente desde

cerca de 4.5% en Letras hasta aproximadamente 27% en Mariquita y la relación arcilla/arena muestra la misma tendencia (Fig. 2). Algunas de las diferencias, sin embargo, pueden ser debidas a estratificación por el viento.

6. El contenido de materia orgánica, aunque alto en los horizontes superficiales de los suelos, decrece desde Letras y La Libia, donde se presentan horizontes orgánicos, hasta Mariquita.
7. Algunos minerales primarios particularmente, plagioclasas, piroxenos, anfíboles y vidrios volcánicos, muestran una disminución en cantidad, debido a la altitud decreciente (véase Fig. 2).
8. El contenido de material amorfo parece incrementarse desde Letras hasta Mariquita.
9. La Caolinita y la halloisita están presentes solamente en el ambiente cálido de El Fresno y Mariquita, señalando la influencia de la temperatura en la formación de estas dos arcillas.

#### Clasificación de los Suelos

Aunque los cuatro suelos estudiados se derivaron posiblemente del mismo material parental, solamente dos de éstos encajan en el concepto central del grupo de los andosoles definido durante la reunión para la clasificación y correlación de suelo derivados de cenizas volcánicas, que tuvo lugar en Japón en 1964. Estos son los pedones Mariquita y El Fresno.

En la Taxonomía de suelos de los Estados Unidos (Soil Survey Staff, 1970) los suelos llevan los requisitos para andepts, bien sea porque tienen el complejo de intercambio dominado por material amorfo o porque contienen más del 60% de ceniza volcánica vítrea en las fracciones limo, arena y grava. El dominio de material amorfo en el complejo de intercambio se basa en las mediciones de capacidad de intercambio de cationes por unidad de arcilla, contenido de agua a 15 bars, pH después del tratamiento con NaF, contenido de materia orgánica y endoterma a baja temperatura en el análisis térmico diferencial (Soil Survey Staff, 1970 p. 3-41). En el caso específico de los pedones Mariquita y El Fresno clasificaron debido a su alto contenido de material amorfo y se agruparon como Dystrandeps típicos. La Libia y Letras, sin embargo, contienen menos material amorfo pedogenético. Sus fracciones arena gruesa y grava constan casi enteramente de agregados compuestos de granos minerales pequeños y cristalinos y vidrio, pero en las fracciones

de arena fina y limo los granos minerales están generalmente libres de material cementante y recubrimientos vítreos. La figura 2 muestra que La Libia y Letras contienen cerca de 40 a 45% de vidrio en la fracción de 50 a 74  $\mu$ . El perfil Letras, por otra parte, tiene principalmente arena gruesa y presenta más del 60% de vidrio en las fracciones de limo, arena y grava; La Libia tiene más arena fina y limo pero presenta menos del 60% de vidrio en las fracciones limo,

arena y grava, siendo clasificado por consiguiente como un Humitropept Andico, mientras que Letras se clasificó como Cryandept Plácico (\*) o un Placandept Cryico (\*).

La tabla 3 resume la clasificación completa de los suelos incluyendo la relación entre familias por temperatura, altitud y tipo de vegetación.

---

(\*) Comunicación personal, Guy D. Smith, Agosto, 1971. El texto del Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1970) tendría que ser revisado para incluir uno o los dos sub-grupos y permitir la correcta colocación de este suelo en el sistema.

TABLA 1 Morfología de los Suelos

Suelos y Altitud	Horizonte	Profun- didad	Color (húmedo)	Textura (campo)	Tipo E s t r u c t u r a	Grado	Consistencia
Mariquita 980 m	A1	0—31	10YR 3/3 pardo oscuro	franco arenoso	granular	moderada	friable
	B21	31—66	10YR 5/6 pardo amarillento	franco	prismática	moderada	friable
	B22	66—80	10YR 4/4 pardo amarillento oscuro	franco arcilloso	prismática	débil	dura
	IIB2b	80—X	5YR 4/6 rojo amarillento	arcilloso	prismática	fuerte	dura
El Fresno 1720 m	A1	0—43	10YR 2/2 pardo muy oscuro	franco	bloques subangulares	moderada	friable
	B21	43—64	10YR 4/4 pardo amarillento oscuro	franco	bloques subangulares	moderada	friable
	B22'	63—X	2.5YR 5/6 pardo oliva claro	franco arenoso	bloques angulares	moderada	friable
La Libia 2950 m	0	—	pardo muy oscuro	—	—	—	—
	A11	0—10	10YR 3/3 pardo oscuro	franco arenoso	bloques subangulares	débil	friable
	A12	10—29	10YR 3/2 pardo grisáceo muy oscuro	franco	bloques subangulares	moderada	friable
	A13	29—41	10YR 4/3 pardo a pardo oscuro	arenoso franco	bloques subangulares	débil	friable
	C	41—71	10YR 4/4 pardo amarillento oscuro	arenoso	grano simple	—	suelta
Letras 3670 m	0	9—0	10YR 2/1 negro	—	—	—	—
	A1	0—16	10YR 3/2 pardo grisáceo muy oscuro	franco arenoso	bloques subangulares	débil	friable
	Bhirm	16—18	2.5YR 3/4 pardo rojizo oscuro	arenoso	masiva	—	muy firme
	C	18—35	2.5 Y 5/4 pardo oliva claro	arenoso	grano simple	—	suelta
	A1b	35—40	2.5 Y 4/4 pardo oliva	franco arenoso	bloques angulares	débil	friable
	Cb	40—100	2.5 Y 4/2 pardo grisáceo oscuro	arenoso	grano simple	—	suelta

TABLA 2. Propiedades Físicas y Químicas de los Suelos

Suelo	Horizonte	Profund. cm.	Textura. Laboratorio.	Arcilla (<2 $\mu$ ) %	Densidad Aparente g/cc+	Retención de Humedad		pH agua 1:2.5	Materia Orgánica % C/N	Capacidad Interc. Cationes (meq/100g)	Saturación de Bases %
						1/3 bar	15 bars				
Mariquita	A1	0-31	1 f	12	0.96	67.7	40.6	5.5	10.3	35.2	11
	B21	31-66	far/f	28	1.15	113.3	80.9	6.5	1.5	38.3	7
	B22	66-80	far	34	1.21	23.4	12.3	5.8	2.6	17.2	2
	IIB2b	80-X	ar	78	1.29	46.7	35.8	5.6	0.2	15.2	23
El Fresno	A1	0-43	f/fara	23	0.84	54.3	33.7	6.1	10.9	42.8	5
	B21	43-63	fa/fara	19	0.96	61.8	34.0	6.7	6.2	43.2	0.5
	B22	63-X	af/fa	8	1.10	44.0	25.0	6.7	1.4	30.6	0.8
La Libia	A11	0-10	fara/fa	23	1.21	23.3	11.4	6.1	2.4	33.1	1
	A12	10-29	fa	14	1.02	56.4	24.8	5.5	7.7	26.8	1
	A13	29-41	fara/fa	21	1.26	10.3	7.0	5.4	4.9	20.8	1
	C	41-71	fa/af	9	—	13.8	6.6	5.6	1.2	15.8	1
Letras	O2	9-0	—	—	—	—	—	4.9	54.1	43.2	5
	A1	0-16	a/af	5	1.16	37.5	9.0	5.7	4.9	20.8	3
	Bhirm	16-18	a	1	1.14	11.0	6.9	6.2	2.8	17.6	3
	C	18-35	a	2	—	10.8	2.3	6.7	0.3	12.2	2
	Alb	35-40	af/fa	10	1.30	17.0	7.9	6.4	2.4	15.8	0.8
	Cb	40-100	af/a	9	1.40	6.8	3.6	6.1	0.3	11.0	3

(\*) a = arenoso; af = arenoso franco; fa = franco arenoso, f = franco; fara = franco arcilloso arenoso; far = franco arcilloso; ar = arcilloso.

+ Volumen de muestra seca al aire  
No incluido

TABLA 3. Clasificación, altitud y formaciones vegetales de los suelos

Suelo	Clasificación	—Altitud (m. s. n. m.)	Formación vegetal (*)
Mariquita	Dystrandept típico, medio sobre arcilloso, isohipertérmico.	980	Bosque húmedo Tropical
El Fresno	Dystrandept típico, medio isotérmico	1720	Bosque muy húmedo Premontano
La Libia	Humitropept ándico, medio, isomésico.	2950	Bosque muy húmedo Montano
Letras	Cryandept plácico (Placandeptrífico), arenoso, isofrígido.	3670	Montano/subalpino (Páramo)

(\*) De acuerdo al Sistema de clasificación de clima y formaciones vegetales de Holdridge (1947).

## Resumen

Se estudiaron cuatro suelos derivados de cenizas volcánicas, en un transecto del flanco oriental de la cordillera central de Colombia, con una temperatura promedio anual que oscila entre 8 C a 3670 m de altitud, y 24 C a 980 m. Solamente los suelos localizados en la parte más baja del transecto presentan horizontes B. Los dos suelos de la zona alta fueron clasificados como Cryandept y Humitropept y los dos de la parte inferior como Dystrandeps. Las fracciones de arena y limo de los suelos consta de minerales similares, varios de los cuales son ricos en sodio. El vidrio volcánico y las plagioclasas aparecen en cantidades más abundantes mientras que la cristobalita, cuarzo, vermiculita, piroxenos, hornblenda, anfíboles y magnetita, están presentes en cantidades menores. En la

fracción de arcilla predomina el material amorfo, aunque también se encuentran minerales cristalinos tales como la esmectita, vermiculita, un intergrado clorítico, la imogolita y la halloisita, la caolinita y algunos minerales primarios.

La génesis de los suelos está controlada principalmente por el clima y por la naturaleza del material parental. Cuando la temperatura ambiental aumenta, el grado de desarrollo del horizonte B también aumenta, lo mismo que el contenido de arcilla, el grado de intemperismo de los minerales primarios y el contenido de material amorfo, caolinita y halloisita. No sucede lo mismo con la materia orgánica cuyo contenido decrece al aumentar la temperatura.

## LITERATURA CITADA

1. Besoain, E. 1968/69. Imogolita in volcanic ash soils of Chile. *Geoderma* 2: 151-169.
2. Birrell, K. S. 1964. Some properties of volcanic ash soils. *World Soil Resources, Repot 14*: 74-81. FAO, Rome.
3. Brewer, R. 1964. Fabric and mineral analysis of soils. Wiley, New York. 470 p.
4. Chichester, F. W.; C. T. Youngberg, and M. E. Harward, 1969. Clay mineralogy of soils formed on Mazama pumice. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33: 115-120.
5. Dudas, M. J.; and M. E. Harward. 1971. Contributions from paleosol mixing and pyroclastic lithics to Mazama ash soils. *Agronomy Abstracts, 1971.* p. 109.
6. Franzmeier, D. P.; E. P. Whiteside and A. E. Erickson, 1960. Relationship of texture classes of fine earth to readily available water. *Trans. 7th Int. Cong. Soil Sci. (Madison)* 1: 354-363.
7. Fieldes, M. and K. M. Perrott, 1966. The nature of allophane in soils. III. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand J. Sci.* 9:623-629.
8. Grim, R. E., 1963. *Clay Mineralogy.* McGraw-Hill, New York, 596 p.
9. Hashimoto, I.; and M. L. Jackson, 1960. Rapid dissolution of allophane and kaolinite-halloysite after dehydration. *Clay and Clay Minerals. Proc. 7th Natl. Conf. (1958)*: 102-113.
10. Holdridge, L. R.; 1947. Determination of world plant formation from simple climatic data. *Science* 105: 367-368.
11. Hubach, E. 1955. El suelo y la roca en Colombia. *Agricultura Tropical* 11: 61-68.
12. Jackson, M. L. 1965. Clay transformations in soil genesis during the Quaternary. *Soil Sci.* 99: 15-22.
13. Jenny, H. 1961. Derivation of state factor equations of soils and ecosystems. *Soil Sci. Soc. Proc.* 25: 285-338.
14. Kanno, I.; Y. Onkura, and T. Higashi, 1968. Weathering and Clay mineralogical characteristics of volcanic ashes and pumices in Japan. *Trans. 9th Int. Congr. Soil Sci. (Adelaide)* 3: 111-122.
15. Kubiena, W. L. 1938. *Micropedology.* Collegiate Press, Inc. Ames, Iowa, 243 p.
16. Mehlicj, A. 1960. Charge characterization of soils. *Trans. 7th Int. Cong. Soil Sci. (Madison)*. 2:292-302.
17. Mehra, O. P.; and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay and Clay Minerals. Proc. 7th Natl. Conf. (1958)*: 317-327.
18. Russell, J. D.; W. J. McHardy, and A. R. Fraser. 1969. Imogolite: A unique aluminosilicate. *Clay Minerals* 8:87-99.

19. Soil Survey staff, 1951. Soil Survey Manual, U. S. Department of Agriculture Handbook No. 18. U. S. Govt. Print. Off., Washington, D. C. 503 p.
20. Soil Survey staff, 1967. Soil Survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. Soil Survey Investigations Report No. 1 U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, U. S. Govt. Print. Off., Washington, D. C.
21. Soil Survey staff, 1970. Soil Taxonomy of the National Co-operative Soil Survey (unedited text). U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, U. S. Govt. Print. Off., Washington, D. C.
22. Uchiyama, N.; J. Masui, and S. Shoji. 1968. Crystalline clay minerals of the soils derived from recent volcanic ashes in Hokkaido, Japan. Parts 1 and 2. Soil Sci. Plant Nutr. 14 (4): 125-140.
23. Wada, K. 1967. A structural scheme of soil allophane. Amer. Mineral. 52: 690-708.
24. Wada, K. and N. Yoshinaga. 1969. The structure of imogolite. Amer. Mineral. 54: 50-71.
25. Yoshinaga, N. 1968. Identification of imogolite in the filmy gel materials in the Imaichi and Shichihonzakura pumice beds. Soil Sci. Plant Nutr. 14 (6): 238-246.
26. Yoshinaga, N., and S. Aomine. 1962. Allophane in some Andosols. Soil Sci. Plant Nutr. 8 (2): 5-13.



# LOS SUELOS DESARROLLADOS SOBRE MATERIALES DE ORIGEN VOLCANICO DE LA ARGENTINA

P. H. ETCHEVEHÉRE ★

## Introducción

Como es conocido, el territorio de la República Argentina se desarrolla íntegramente al Este de la porción meridional de la cordillera de los Andes. Esta verdadera columna vertebral del país ha tenido gran importancia para el desarrollo de las condiciones climáticas, hídricas y edáficas que caracterizan a sus diversos ambientes naturales. También es sabido que dicha porción cordillerana es la que ha aportado los materiales constituyentes del relleno cuaternario de las grandes hoyas ("graben chaco pampásico") que constituyen la mayor parte del territorio, especialmente los de la región pampeana y del Chaco.

La cordillera presenta en la porción limítrofe argentino-chilena dos tramos que a los fines de este trabajo son de especial interés: el primero va desde el límite norte hasta aproximadamente el paralelo 28° S y el segundo desde el paralelo 32° S hasta el de 42° S.

El tramo septentrional comienza en el extremo noroeste de la Argentina con el volcán Zapaleri y puede considerarse que llega hasta un poco más al Sur del paso del Inca en el límite entre las provincias argentinas de la Rioja y San Juan. En este tramo existen no menos de 100 cuerpos volcánicos; los más meridionales se denominan Toro y Fierro (R. Hauthal, 1903).

El segundo tramo se sitúa entre los paralelos 32° S (Cono Mercedario) y 42° S (Tronador).

Al sur del paralelo 42° las erupciones se han caracterizado por efusiones basálticas en forma de mantos y han dado origen a grandes coladas de lava. Los conos son más escasos y dispersos.

### Los Materiales volcánicos y los suelos

Las efusiones del vulcanismo en el tramo norte han producido acumulaciones de piroclastos y cenizas que cubren prácticamente toda la región de la Puna jujeña, es decir la altiplanicie de Atacama que en el lado argentino cubre aproximadamente unos 40.000 km<sup>2</sup>. El clima es árido y las condiciones de meteorización y edafización actuales no alcanzan a generar suelos

evolucionados. Los procesos dominantes son de destrucción mecánica y de salinización.

El paisaje es absolutamente árido; los suelos son Entisoles y fundamentalmente Aridisoles. El extremo noroeste de este sector presenta suelos salinos (Salortids) y Entisoles, todos ellos sobre pumicitas y clastos volcánicos de composición riolítica.

Sin embargo, una buena parte del altiplano presenta suelos con horizonte B textural (Aridisoles, probablemente Haplargids), por condiciones climáticas más húmedas en el pasado geológico. Estos suelos tienen menor aporte de materiales volcánicos que los situados cerca del límite internacional. Debe hacerse notar que los aparatos volcánicos se hallan alineados y muy adentrados en el lado chileno y los aportes recientes no han sufrido un transporte largo. El uso de los suelos volcánicos de este tramo norte es prácticamente nulo dada la limitación climática severa que existe. El agua es sumamente escasa y las condiciones de vida muy duras. Se trata de uno de los sectores menos poblados de la Argentina.

El tramo meridional de materiales volcánicos se caracteriza por dos aspectos: coladas y escoriales de lava de composición basáltica por un lado y espesas acumulaciones de polvo y sedimentos andesíticos por otro lado.

En los campos de lavas basálticas prácticamente no hay formación de suelos. Son dominantes los litosoles. Estas coladas y escoriales son más numerosas en el área de clima seco de morfología aterrazada del norte de la Patagonia.

En cambio son de mayor interés edafológico los suelos de los sectores cercanos al límite con Chile. Algunos de los conos volcánicos de este tramo están activos en la actualidad. Por esta razón es posible señalar dos campos de efusiones recientes que rodean a los volcanes Villarrica y Puyehue (ambos chilenos). Son mantos riolíticos muy poco meteorizados que cubren casi todo el paisaje hasta donde alcanzó la distribución de los piroclastos. Tienen aspecto de un granulado fresco color crema sin desarrollo de horizontes genéticos. La vegetación es de *Nothofagus antártica* en paisaje quebrado. Son Entisoles (probablemente Criorrents ándicos y líticos). (Etchevehere, 1972).

\* Coordinador Unidad Reconocimiento de Suelos. INTA. Argentina.

Su uso actual es forestal y para cría de ovejas durante el verano.

A lo largo de una franja paralela al límite con Chile se encuentra una sucesión de capas de cenizas y clastos de carácter andesítico. Los suelos desarrollados sobre estas capas tienen epipedón úmbrico y a veces horizonte cámbico. Una destacable propiedad de estos materiales es su tixotropía por la presencia de alofano. Son suelos de desarrollo incipiente del orden de los Inceptisoles. Se hallan dentro del concepto de los Andosoles y se clasifican como Distrandepts (suelos oscuros de poco desarrollo sobre cenizas, con alofano, no congelados).

Algunos de estos suelos son poco profundos, con roca basáltica cerca de la superficie; tienen escasa lixiviación y están asociados a suelos similares a los que en Chile son denominados "Trumao" (Húmic allophane soils; Wright, 1964). Se utilizan en ganadería y forestales.

Las capas volcánicas de este sector han sido estudiadas anteriormente por V. (Auer (1950), D. Cappannini y otros con el fin de establecer su cronología. Auer distingue no menos de 5 capas de erupción que llama capa 0, rojiza (piedra pómez con cristales de oligoclasa andesítica y hornblenda basáltica); capa I de pumicita blanca y escorias con aspecto de grano de arroz; capa II gris amarillento de piroclastos de hasta 10 cm de diámetro pumicíticos; capa III más delgada y de composición similar a la anterior, con plagioclasas andesíticas, augita diopsídica, hipersteno. Se halla enriquecida con materia orgánica. La capa IV es de ceniza gris clara y de composición similar a la anterior.

Los suelos suelen estar desarrollados sobre las capas III o IV, pero han sido señalados también suelos sobre la capa I (Baamonde, 1966).

Un poco más al este se pasa gradualmente a una franja de suelos con mayor grado de diferenciación de horizontes genéticos. La mayoría se hallan desarrollados sobre mezclas de materiales volcánicos redepositados. Están en el área de transición subhúmeda seca, bajo vegetación forestal. Probablemente sean Distrocrepts ándicos, a veces ácidos. Algunos, con epipedón úmbrico podrían ser Haplumbrepts ándicos. Un perfil representativo de los Distrocrepts ándicos se da a continuación:

Representa a algunos de los suelos forestales de área de transición del bosque húmedo al subhúmedo. (Se describe uno del Parque Nacional Los Alerces).

A11 — 0-8 cm; acumulación de cenizas recientes.

IIA12 — 8-12 cm; pardo grisáceo muy oscuro (10YR 3/2) en húmedo, pardo oscuro (10YR 3/3) en seco; franco arenoso, graviloso, masivo o granular muy débil, no plástico, no adhesivo, pH 6.3, límite inferior claro.

IIA3 — 12-18 cm; color similar al anterior; franco arenoso; masivo; no plástico, no adhesivo, pH 6.1.

IIB2 — 18-50 cm; pardo oscuro (10YR 3/3) en húmedo, pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en seco, franco arenoso a arenoso-franco, masivo, pH 6.2.

IIB3 — 50-110 cm; arenoso franco, masivo, pH 5.8.

IIC — 110 +; arenoso franco, masivo, suelto.

En este perfil los horizontes superiores presentan una relativamente alta insaturación con bases ( $H^+$  de intercambio: 30 a 40% y supera al cation  $Ca^{++}$ ). El horizonte B2 es un horizonte cámbico, con la máxima cantidad de sesquióxidos libres del perfil (6%, control 1.8% en el A). Epipedón mólico (en otros perfiles suele ser úmbrico) de alrededor de 25 cm. Por los valores meteorológicos (media anual de más de 8°C) se lo incluye entre los Inceptisoles que presentan más de 5° C de diferencia entre la medida de verano y de invierno. Se supone que puede alcanzar al 60% de vidrios o cenizas volcánicas en las fracciones gruesas.

La mayoría de los perfiles de esta asociación tienen siempre como catión dominante del complejo de intercambio al  $H^+$ . Algunos superan la saturación con bases que se exige como valor mínimo para ser Distrocrept (60%). El ejemplo descrito está prácticamente en el límite. Es posible, por lo tanto, que alguno de estos suelos puedan ser Eutrocreps dístricos ándicos.

Cuando se alcanza la franja subhúmeda con vegetación de bosque xerófilo y matorrales, los suelos ya no están desarrollados sobre materiales volcánicos sino sobre una mezcla de elementos coluviales, periglaciales y fluvio-glaciales donde los elementos provenientes de la meteorización de rocas ígneas es dominante.

Sin embargo la presencia de vidrio volcánico en los suelos de las extensas llanuras extracordilleranas ha llamado la atención de los petrógrafos. En este sentido se debe citar como un importante aporte, la composición mineralógica del potente manto sedimentario eólico que cubre la región pampeana.

**2 - VERTISOLES**

- 21 Uderis
- 210 Peluderts típicos
- 211 Peluderts acúlicos

**3 - INSEPTISOLES**

- 31 Andeps
- 311 Umbrandeps
- 32 Umbrepts
- 33 Ocrepts
- 331 Distrocrepts

**4 - ARIDISOLES**

- 41 Ortids
- 410 Calcortids
- 411 Paleortids
- 412 Salortids
- 42 Argids
- 420 Paleargids petrocálicos
- 422 Haplargids

- 5310 C. típicos
- 5311 C. petrocálicos
- 532 Argiustoles
- 533 Haplustoles
- 5330 H. énticos
- 5331 H. arídicos
- 534 Natrustoles

**55 Udoles**

- 551 Paleudoles
- 5510 P. típicos
- 5511 P. vérticos
- 552 Argudoles
- 5520 A. típicos (552 P: A. típicos petrocálicos)

- 5521 A. áculcos
- 5522 A. líticos
- 5523 A. vérticos
- 553 Hapludoles
- 5530 H. típicos
- 5531 H. áculcos
- 5532 H. énticos
- 5533 H. énticos ándicos

- 56 Xeroles
- 561 Calcixeroles
- 562 Haploxeroles

- 711 Natracuans
- 712 Albacualfs
- 713 Ocracualfs
- 72 Udalfs
- 721 Paleudalfs
- 722 Natrudalfs
- 73 Umalfs

**8 - ULTISOLES**

**9 - OXISOLES**

- 91 Ortox
- 910 Haplortox
- 911 Eurortox
- 912 Umbriortox

**10 - HISTISOLES**

(Sphagnofibrists?)

- L - "Litosoles" en general
- R - Afloramientos rocosos
- N - Nieves eternas
- S - Salinas, salares y cuencas salobres.



Es conocido que las mayores erupciones de los volcanes cordilleranos emiten un alto porcentaje de cenizas que son transportadas por los vientos (predominantes del cuadrante W y SW) a grandes distancias. Larsson en 1936 señaló la distribución y los espesores del manto de cenizas provenientes del volcán Quizapú después de la erupción de 1932, que llegó hasta el Uruguay y que cubrió hasta con 10 cm de cenizas una buena parte de la pampa húmeda. Erupciones como ésta se han sucedido con periodicidad durante todo el Holoceno y, sin alcanzar una tal espectacularidad, se puede decir que casi permanentemente los sedimentos pampeanos son enriquecidos con materiales provenientes de los volcanes especialmente del lado chileno donde son más activos.

La región pampeana y buena parte de la chaqueña es una planicie muy suavemente ondulada constituida superficialmente por mantos de sedimentos denominados por algunos "loess" o "limos pampeanos" (Frenguelli, 1925) según la textura, o "sedimentos loessoides" por su semejanza con los típicos loess. Sin embargo la composición mineralógica muestra diferencias apreciables. Teruggi (1957) estudió la granulometría y mineralogía de la formación pampeana y comprobó que en las fracciones gruesas hay predominio de minerales volcánicos. Abundancia de montmorillonite y fragmentos de vidrio en la fracción fina lo asemeja a ciertos sedimentos de América del Norte y son de indudable origen piroclástico; la abundancia de plagioclasas sódicas, la escasez de cuarzo y los considerables tenores de vidrio volcánico en la fracción arena (que alcanza el 25%) indican un gran aporte de materiales provenientes del vulcanismo andino en el llamado loess de la pampa. La naturaleza de los fragmentos son andesíticos (a veces riolíticos) y también basálticos. Similares resultados logró González Bonorino (1965) estudiando las fracciones limo y arcilla en el área bonaerense.

Es bien conocida la gran fertilidad del suelo pampeano. Los estudios mineralógicos per-

miten deducir que el material volcánico del loess originario de los suelos es la principal fuente de potasio, fósforo, sodio y calcio que tienen. Ensayos de fertilización en suelos bien drenados de la prov. de Buenos Aires muestran escasa respuesta a fósforo y potasio. Sobre suelos alcalinos de la misma región, se ha notado mayores respuestas a fertilización con fósforo lo que se debería a la fijación de este elemento por el elevado pH.

En resumen, si bien las áreas cubiertas de productos volcánicos de cuyos materiales se originan suelos, son poco extensas y de escaso uso actual, a la Argentina le interesa especialmente el problema ya que el aporte de materiales cineríticos y piroclásticos en sus suelos más fértiles es muy grande y requiere investigaciones más profundas.

### Conclusiones

Se deben señalar para la Argentina 2 sectores cuyos suelos son derivados de materiales volcánicos:

1 — Cordillerano norte, sobre materiales volcánicos recientes, que no han desarrollado perfiles de suelos en razón del clima árido.

2 — Cordillerano sur, con suelos Inceptisoles en clima templado frío y húmedo bajo bosques de Nothofagáceas sobre capas de cenizas y pumicitas.

Como tercera región cabría apuntar una gran parte de la pampa húmeda donde los suelos (Argiudoles y Hapludoles predominantemente) desarrollados sobre sedimentos granulométricamente similares al loess, pero enriquecidos hasta con 25% de vidrio (proveniente de los cuerpos volcánicos de la Cordillera) en su fracción arena, muestran una fertilidad que debe atribuirse en su mayor parte a los elementos segregados por la meteorización del vidrio.

## LITERATURA CITADA

- Arens, P. L. 1969. La interpretación de resultados de análisis mineralógicos de la fracción arena de los suelos, con referencia especial a los suelos de la región pampeana. Actas de la 5a. Reunión Arg. de la C. del Suelo, pp. 659-664. Santa Fe.
- Auer, V. 1950. Las capas volcánicas como base de la Cronología postglacial de Fuego patagonia. Inst. Suelos y Agroecnia. Public. No. 9. Bs. Aires.
- Baamonde, E. 1966. Composición mineralógica de los materiales originales de algunos suelos de la Patagonia. Inst. Suelos y Agroecnia. Public. 106. Bs. Aires.
- Alchevehere, P. H. 1972. Los suelos de la región andino-patagónica. En la región de los bosques andino-patagónicos. INTA, Colección Científica, tomo X. Bs. Aires.
- Frenguelli, J. 1925. Loess y limos pampeanos. Anales Soc. Arg. Est. Geogr. Gaea V. 1, p. 1-88 Bs. Aires.
- González, Bonorino, F. 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Bs. Aires. Rev. de la Asoc. Geol. Argentina, t. XX Nº 1. Bs. Aires.
- Hauthal, R. 1903. Distribución de los Centros volcánicos en la República Argentina y Chile. Rev. del Museo La Plata, t. XI. La Plata.
- INTA - Centro de Invest. de Recursos Naturales. 1971. Mapa de Suelos de la República Argentina, Bs. Aires.
- Larsson, W. 1936. Vulkanische Asche von Ausbruch des chilenischen Vulkans Quilzapú 1932 in Argentinien gesammelt. Bull. Inst. de Upsala Vol. XXVI No. 2.
- Soil Survey Staff. 1960. Soil Classification, A Comprehensive system, 7th Approximation. USDA. Washington. (y suplementos posteriores).
- Teruggi, M. E. 1955. Algunas observaciones microscópicas sobre vidrio volcánico y ópalo orgánico en sedimentos pampianos. Notas Museo La Plata V. 18, 66, pp. 17-26. La Plata.
- Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine Loess. Journal of Sedimentary Petrology Vol. 27 No. 3 pp. 322-332.
- Wright C. S. 1964. The Andosols or Humic Allophane Soils of South America. World Soil Resources. Reports No. 14. FAO - Roma.

# CONDICIONES DE FORMACION Y EVOLUCIÓN DE LOS SUELOS DE TENERIFE

POR ANGEL HOYOS DE CASTRO ★

## INTRODUCCION

Se han iniciado con este trabajo una serie de estudios sobre los suelos de la isla de Tenerife que se realizan en colaboración entre el Centro de Edafología de Santa Cruz de Tenerife, el Instituto de Edafología de Madrid del Consejo Superior de Investigaciones Científicas y el Centro de Pedagogie Biologique de Nancy (Francia). Estos trabajos comprenden en primer lugar, la investigación de las condiciones de formación, evolución y distribución de los principales tipos de suelos, el estudio mineralógico de las fracciones arena y arcilla, la investigación de la materia orgánica de los suelos y por último la determinación de los geles libres y su estudio en relación con el grado de desarrollo del suelo.

Con este trabajo no hacemos más que mostrar una visión general de los suelos de Tenerife, en el que se plantean problemas de diversa naturaleza acerca de su génesis y clasificación y se publica un mapa, con el que se tiene una primera idea acerca del reparto geográfico general de los suelos.

Para una información detallada y general acerca de la génesis y constitución geológica de Tenerife, remitimos al lector a los trabajos de Martel 1951, Bravo 1954, Mingarro 1963 y por último al exhaustivo trabajo de Fuster y colaboradores 1968. En relación con los suelos no existen en la bibliografía trabajos de conjunto de la Isla y sí algunos de carácter regional en

los que se estudia un determinado tipo de suelo. En este sentido citaremos aquí, y posteriormente en su correspondiente sitio en la discusión, los trabajos de Hoyos 1957, Kubierna 1956, Aleixandre 1962 y los de Sánchez Calvo 1958 y 1961. Las tierras pardas y ranker estudiadas por Hoyos quedan en este trabajo clasificadas como Andosuelos, y suelos integrados entre Andosuelos y tierra parda o ranker, atendiendo a la importancia que en la actualidad se da a la presencia de Alofan (VII Aprox. 1960), en la fracción arcilla. La formación de braunlehm citada por Kubierna 1956 y Sánchez Calvo 1958, queda descartada de forma absoluta después de nuestras investigaciones.

Para la clasificación de los suelos de Tenerife hemos preferido hacer referencia en lo posible, a la clasificación americana, VII Aproximación, aunque sólo de una manera provisional ya que no disponemos por el momento de la necesaria información sobre el clima y la mineralogía del suelo. Estudios posteriores más detallados permitirán ampliar la clasificación española, (Instituto Nacional de Edafología, 1968), en los suelos desarrollados sobre materiales volcánicos.

A continuación se detalla la morfología de algunos de los más característicos perfiles de los suelos estudiados y se hace una discusión general de los mismos.

### PERFIL I — Tenerife

Fecha: 26-1-1970

**Localidad:** Las Mercedes

**Situación:** Llano de los loros

**Forma del terreno circundante:** Montañoso

**Pendiente:** 25% Moderadamente escarpada

**Posición fisiográfica del lugar:** Pendiente o ladera

**Erosión:** No se aprecia

**Vegetación o uso de la tierra:** Bosque de *Laurus canariensis*, *Ilex canariensis*. Mirica faya. Erica arbórea.

**Altitud:** 800 m.

**Material originario:** Colada basáltica. Basalto muy troceado

**Drenaje:** Bueno

**Condiciones de humedad del suelo:** húmedo

**Pedregosidad superficial:** no

(\*) Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.

Hor.	Prof. cms.	Descripción
Ao	— 3 — 0	Capas de Forna y restos vegetales sin descomponer que pasan con transición clara al A <sub>1</sub> .
A <sub>1</sub>	0 — 25	Horizonte mineral rico en materia orgánica, muy bien asociada con las partículas minerales. 5 YR 2/2. Areno-limoso con gran desarrollo de una estructura migajosa gruesa-mediana. Muchas raíces y gran actividad biológica. Poco plástico y muy friable. Esponjoso, con muchos macroporos.
(B)	25—115	La transición es gradual (5-12 cms.) Horizonte mineral de alteración, muy potente (casi un metro), 5 YR 3/3 arenolimoso, no hay pedregosidad, estructura moderada en bloques subangulares medianos, muy poco consistentes, con muchos macroporos, fácil penetrabilidad a las raíces. Se observan cutanes pero débiles y muy localizados.
C	>115	Transición gradual. Horizonte constituido por basalto muy troceado, revestido por cutanes de arcilla iluvial del horizonte (B). Color abigarrado, domina en un 70% el 5 YR 4/6.

Tipo de suelo: Andosuelo húmedo. Andept.

#### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof. cms.	Arena M. Grsa. 2—1 mm.	Arena Grsa. 1—0,5	Arena Media 0,5—0,2	Arena Final 0,2—0,05	Arena Ttl. (Amer.) 2—0,05	Arena M. Fina 0,05—0,02	Arena Ttl. (Int.) 2—0,02	Limo (Int.) 0,02—0,002	Arcilla 0,002
Ao		F O R N A								
A <sub>1</sub>	0—25	0,3	3,4	5,0	10,9	19,8	25,3	45,1	28,2	26,6
(B)	25—115	0,2	0,6	1,2	3,7	5,9	32,9	38,8	46,8	14,2
C	115	1,1	2,6	3,3	8,4	15,6	19,8	35,4	36,1	28,3

#### Análisis físico-químico de Suelos y Materia Orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.*	Ca++		K+	H+	Sat. %	
		H <sub>2</sub> O	ClK					Mg++	Na+				
Ao				12,7	1,2	10,4							
A <sub>1</sub>	0—25	5,2	4,1	5,3	0,5	9,6	55,6	2,8	2,4	0,3	0,7	48,0	11,5
(B)	25—115	5,4	4,4	2,2	0,3	7,3	51,6	1,0	0,8	0,4	0,2	48,0	4,8
C	115	5,2	4,0	0,4	0,08	5,7	24,7	3,0	2,7	0,4	0,2	18,0	2,6

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

\* Expresado en miliequivalentes por 100 gramos de suelo.



Análisis de los geles (&)

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Libre	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total %	libre	total	total %	libre
Ao	— 3 0	6,68	10,48	63,7	2,94	10,73	27,4	6,8
A <sub>1</sub>	0 — 25	12,59	18,68	67,3	3,04	18,53	16,4	11,2
(B)	25—115	12,83	18,57	69,0	6,48	21,47	30,1	14,5

(&) El hierro y aluminio libres han sido extraídos por el método combinado de Duchaufour Suchier y la sílice por Na. OH 0,5 N en ebullición durante 2,5 min.; la determinación de sílice por absorción atómica.

Análisis mineralógico

Perfil I.— “Las Mercedes” (El Llano de los Loros)

El conjunto de técnicas empleadas en este perfil ponen de manifiesto la existencia en el Hor. (B) de alofana, haloisita, illita, gibbsita y cuarzo; en el Hor. C de alofana en menor proporción. Como minerales accesorios en este horizonte existen anfíboles, alfa-cristobalita y sílice amorfa.

Observaciones y Clasificación

El desarrollo de los horizontes y la profundidad del perfil indica una alteración profunda del material originario. Destaca en este suelo la extraordinaria cantidad de materia orgánica, constituida por humus de tipo moderado asociado a geles inorgánicos, lo que le comunica una gran friabilidad. El horizonte (B) es muy poco duro y destaca por su gran espesor. Los resultados del análisis mecánico no son reproducibles debido a la dificultad en la dispersión del suelo, por lo que no pueden interpretarse con cierto rigor. Destaca la acidez en todo el perfil lo que implica un intenso lavado, ya que el material originario es rico en bases. Suelo formado en un ambiente casi permanentemente húmedo, con escasos y cortos períodos secos. En estas condiciones teóricamente debería aparecer un horizonte A<sub>2</sub> favorecido por la

acidez del perfil, y evolucionar el suelo hacia una podsolización, pero no se observan en el perfil vestigios de este proceso. La capacidad de cambio es elevada y se deberá tanto a la fracción orgánica como a la inorgánica, especialmente si ésta última tiene un predominio de material amorfo.

En un intento de clasificación de este suelo había que tener en cuenta una serie de propiedades morfológicas y factores genéticos. El clima es bastante húmedo; testigo del mismo es la frondosa vegetación, que en cualquier caso indica que la pluviosidad anual excede de los 800 mm. La presencia, con esta pluviosidad, de un horizonte (B) estructural indica que no hay una estación estival tan pronunciada que seque por completo este horizonte y forme cutanes de arcilla iluvial en las paredes de los agregados. La percolación a través del perfil es continua y sólo se detiene temporalmente en la parte superior del horizonte C, en el que se observan cutanes que cubren los trozos de basalto, abundantes en este horizonte. La naturaleza del material originario, la morfología del perfil y las propiedades físicas del horizonte (B), (permeabilidad, baja densidad aparente y tixotropía), nos indican la presencia de un Andosuelo muy húmico y muy desaturado. De acuerdo con las especificaciones de la clasificación americana (VII Aproximación), clasificaríamos este suelo, a falta de mayor información climática y mineralógica, como Andept.

**PERFIL II — Tenerife**

**Fecha: 26-1-1970**

**Localidad: Las Mercedes**

**Situación: Pico del Inglés**

**Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado**

**Pendiente: 20%**

**Posición fisiográfica del lugar: Pendiente fuerte e irregular.**

**Erosión: No se observa**

**Vegetación o uso de la tierra: Bosque de Mirica faya, Erica arbórea, Pteridium aquilinum.**

**Altitud: 900 m.**

**Material originario: Colada basáltica**

**Drenaje: Bien drenado**

**Condiciones de humedad del suelo: Algo húmedo.**

**Pedregosidad superficial: No hay; tampoco en profundidad.**

Hor.	Prof. cms.	Descripción
A <sub>11</sub>	0 — 35	Horizonte mineral de acumulación de materia orgánica, muy enraizada, con gran actividad biológica, 10 YR 3/2, muy arenoso, de estructura migajosa-grumosa muy desarrollada, muy poco consistente, poroso y con gran facilidad de penetración para las raíces.
A <sub>12</sub>	35 — 45	Algo más claro que el anterior, 7,5 YR 3/2, arenolimoso, de estructura poliédrica mediana poco desarrollada, muy poco consistente. Es un horizonte de transición.
(B) <sub>1</sub>	45 — 80	Horizonte mineral de alteración, muestra gran liberación de óxidos libres de hierro hidratados que le comunica un color 10 R 4/8, aunque puede haber una influencia litocroma. Es arenolimoso, debilmente estructurado en bloques muy poco consistentes y porosos que comunican una gran penetrabilidad y aireación al perfil; este horizonte es muy profundo, probablemente tiene carácter "cumulic" de arrastre de ladera.
(B) <sub>2</sub>	80 — 200	Se tomó esta muestra de las mismas características a 120 cms. El material originario no aparece.

**Tipo de suelo: Andosuelo húmico. Andept.**

**Análisis Mecánico (&)**

Hor.	Prof.	Arena M. Grsa. 2-1 mm.	Arena Grsa. 1-0,5	Arena Media 0,5-0,2	Arena Fina 0,2-0,05	Arena Ttl. (Amer.) 2-0,05	Arena M. Fina 0,05-0,02	Arena Ttl. (Int.) 2-0,02	Limo (Int.) 0,02-0,02	Arcilla 0,002
A <sub>11</sub>	0 — 35	0,2	0,8	1,4	3,9	6,4	30,4	36,9	39,6	23,4
A <sub>12</sub>	35 — 45	0,5	1,8	3,0	4,6	10,0	15,7	25,8	39,4	34,7
(B) <sub>1</sub>	45 — 80	—	0,3	3,9	6,7	11,0	25,8	36,8	23,9	39,2
(B) <sub>2</sub>	80 — 200	—	0,6	3,9	4,9	9,5	30,3	39,0	30,0	30,0

77

**Análisis físico-químico de Suelos y Materia Orgánica**

Hor.	Prof.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	ClK										
A <sub>11</sub>	0 — 35	4,9	4,0	7,6	0,7	10,2	68,9	2,8	2,4	0,6	0,5	60,5	9,5
A <sub>12</sub>	35 — 45	4,9	4,0	2,4	0,3	7,3	45,5	0,5	0,4	0,5	0,1	43,0	3,3
(B) <sub>1</sub>	45 — 80	4,9	3,6	0,7	0,09	7,8	34,2	1,0	0,6	0,8	0,02	32,0	7,2
(B) <sub>2</sub>	80 — 200	4,9	3,6	0,5	0,06	8,8	28,5	0,5	0,3	0,5	0,02	28,0	4,6

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

**Análisis de los geles (&)**

Hor.	Prof.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
A <sub>11</sub>	0 — 35	8,74	15,66	55,80	3,28	18,05	18,1	11,8
A <sub>12</sub>	35 — 45	8,93	15,91	56,10	3,49	21,12	16,5	13,0
(B) <sub>1</sub>	45 — 80	11,84	22,77	51,90	2,83	22,66	12,4	21,5
(B) <sub>2</sub>	80 — 200	11,52	23,00	50,00	3,15	22,53	13,9	19,0

**Análisis mineralógico:**

Al comparar los distintos horizontes de este perfil observamos que en el Hor. A<sub>12</sub> existe cuarzo y alfa-cristobalita, mientras que en los horizontes inferiores tenemos sílice amorfa. Los filosilicatos mejoran su cristalinidad en los horizontes inferiores tenemos alofanas que disminuyen con la profundidad, mientras que los materiales caolíníticos (haloisitas) aumentan; algunos interestratificado de illita-montmorillonita y gibsita.

**Observaciones y Clasificación**

Destaca en este perfil la extraordinaria profundidad del horizonte de alteración y el espesor de los horizontes de acumulación de materia orgánica. Como el perfil anterior, se caracteriza por su acidez y también en este caso

por las proporciones de sodio de cambio frente al calcio y magnesio. El color del horizonte (B) es de naturaleza litocroma. No se observa movilización de la arcilla y los valores de la misma son excesivamente elevados en relación con las observaciones de campo; esto indica un carácter pseudocristalino o amorfo de la misma, sin duda debido a la presencia de alofán. La morfología del suelo indica también unas condiciones de casi permanente estado de humedad, sin cambios estacionales de temperatura y un drenaje libre del perfil. Estas condiciones, unidas a las características del material originario, fácilmente alterable, originan este suelo de fuerte carácter ándico como el perfil precedente. De acuerdo con las propiedades morfológicas y físicoquímicas se clasifica este suelo como Andosuelo húmedo desaturado. Typic Dystrandept.

**PERFIL IV — Tenerife**

**Localidad:** Monte la Esperanza

**Forma del terreno circundante:** Suavemente ondulado

**Posición fisiográfica del lugar:** Débil pendiente

**Vegetación o uso de la tierra:** Ericas y Codeso, Monte bajo y matorral.

**Material originario:** Basalto troceado y alterado  
**Condiciones de humedad del suelo:** Moderadamente húmedo

**Situación:** Lagunetas

**Pendiente:** 5%

**Erosión:** Moderada

**Altitud:** 850 m.

**Drenaje:** Moderadamente bueno

**Pedregosidad superficial:** No hay

Hor.	Prof.	Descripción
A <sub>1</sub>	0 — 35	Horizonte de enraizamiento y acumulación de materia orgánica, arenoso, de estructura migajosa muy desarrollada, agregados sueltos, de color 2,5 YR 3/4, poco consistente.
(B)	35 — 90	Transición abrupta al horizonte mineral de alteración, arenolimoso, en bloques débilmente desarrollados de consistencia débil, friables, de color 2,5 YR 4/8; pasa de forma casi abrupta al horizonte C.
C	> 90	Constituido por un basalto muy alterado químicamente, trozos sueltos de color 2,5 YR 4/6.

Tipo de suelo: Andosuelo húmico. Andept.

#### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof.	Arena		Arena	Arena	Arena Ttl.	Arena	Arena Ttl.	Limo	Arcilla
		M. Grsa. 2-1 mm.	Grsa. 1-0,5	Media 0,5-0,2	Fina 0,2-0,05	(Amer.) 2-0,05	M. Fina 0,05-0,02	(Int.) 2-0,02	0,02-0,002	0,002
A <sub>1</sub>	0 — 35	0,11	0,6	1,0	3,5	5,3	32,3	37,6	38,4	23,9
(B)	35 — 90	—	—	—	0,8	0,8	34,4	35,2	33,6	31,0
C	90	—	0,5	1,5	4,5	6,6	33,0	39,7	36,6	23,6

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

#### Análisis físico-químico de Suelos y Materia Orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat%
		H <sub>2</sub> O	C1K										
A <sub>1</sub>	0 — 35	5,4	4,7	2,2	0,2	10,8	34,2	1,6	1,4	0,2	0,9	29,6	12,5
(B)	35 — 90	5,1	4,0	0,5	0,07	7,8	23,9	0,5	0,5	1,0	1,5	20,5	15,3
C	>90	5,4	4,4	0,8	0,09	8,8	21,0	0,1	0,4	1,1	0,3	19,0	19,9

#### Análisis de los geles

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %		Si O <sub>2</sub>	
		libre	total	libre	total	libre	total	libre	total		
A <sub>1</sub>	0 — 35	15,25	21,43	71,2	4,91	22,66	21,7	17,0			
(B)	35 — 90	14,32	23,75	60,2	3,21	21,47	14,9	21,2			
C	90	12,99	21,52	60,3	5,51	23,95	23,0	17,0			

#### Análisis mineralógico

El análisis mineralógico pone de manifiesto en este perfil su gran homogeneidad y así en todos los horizontes aparece gibsita, que aumenta con la profundidad, haloisita, cristobalita, anfíboles y alofana, aunque está en menor proporción que en otros perfiles; en este perfil

tampoco se observa cuarzo pero sí silice amorfa. Existe en todo el perfil algo de illita y en el Hor. C, un poco de monimorillonita.

De todos los perfiles estudiados en este trabajo es el que tiene mayor proporción de gibsita.

### Observaciones y clasificación

Perfil de típico desarrollo A (B) C, y con horizontes de espesor muy equilibrado, aunque de transición abrupta. Destaca la acidez del suelo y particularmente la elevada proporción de sodio y potasio en el complejo de cambio sobre el calcio y magnesio. Como en perfiles anterior-

res, la arcilla debe de estar constituida por minerales muy poco cristalizados y formando complejos muy estables con la materia orgánica que impiden su movilización y transporte por lixiviación. De acuerdo por lo tanto con las características morfológicas y fisico-químicas, se clasifica este suelo como Andosuelo húmico moderadamente ácido.

### PERFIL V — Tenerife

Fecha: 27-1-1970

Localidad: Los Realejos

Situación: Ladera Norte

Forma del terreno circundante: ladera abanca-lada

Pendiente: Llana

Posición fisiográfica del lugar: Ladera

Erosión: No se observa

Vegetación o uso de la tierra: Suelo cultivado. Huerta.

Altitud: 350 m.

Material originario: Cenizas volcánicas

Drenaje: Medio

Condiciones de humedad del suelo: Moderada-mente húmedo

Pedregosidad superficial: Ninguna

Hor.	Prof.	Descripción
Ap	0 — 25	Horizonte de carácter antrópico, 7,5 YR 3/2, limoso, con muchas raíces, migajosa muy desarrollada. Es un Ap desarrollado a partir del Bt.
Bt <sub>1</sub>	25 — 75	Horizonte de fuerte argi-iluviación, textural, muy potente por estar en la parte baja de la pendiente, pesado, limo-arcilloso. 10 YR 3/4. Prismático, la estructura muy desarrollada con "clay-skin". Los prismas se resuelven en poliédros o mejor en cubos subangulares. Las tres subdivisiones de este horizonte son convencionales porque tienen la misma apariencia. El suelo es denso, de consistencia media a fuerte, pegajoso en húmedo.
Bt <sub>2</sub>	75 — 125	
Bt <sub>3</sub>	125 — 200	
	200	Chinarros basálticos y cenizas.
Tipo de suelo: Suelo pardo lixiviado. Xeralf.		

### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof.	Arena		Arena		Arena Ttl.	Arena		Arena Ttl.	Limo	Arcilla
		M.	Grsa.	Meda	Fina	(Amer.)	M.	Fina	(Int.)	0,02—0,002	0,002
		2—1 mm	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,05	2—0,05	0,05—0,02	2—0,02			
Ap	0 — 25	3,9	7,0	7,8	8,4	27,1	13,9	41,1	32,7	26,1	
Bt <sub>1</sub>	25 — 75	1,8	5,4	6,5	7,6	21,4	13,7	35,1	34,1	30,6	
Bt <sub>2</sub>	75 — 125	0,3	1,5	2,3	3,1	7,4	8,3	15,8	34,2	49,9	
Bt <sub>3</sub>	125 — 200	1,6	6,5	4,3	2,5	15,0	5,8	20,9	26,9	36,6	
C	200	1,9	5,0	5,5	10,7	23,2	13,8	37,0	26,2	36,6	

**Análisis físico-químico de Suelos y Materia orgánica**

Hor.	Prof.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na+ K+	H+	Sat%	
		H <sub>2</sub> O	ClK										
Ap	0 — 25	5,8	4,8	0,8	0,1	8,0	25,0	5,8	3,6	0,2	0,1	15,5	39,1
Bt <sub>1</sub>	25 — 75	6,0	4,9	0,4	0,1	4,0	25,1	6,5	3,9	0,5	0,0	15,0	44,3
Bt <sub>2</sub>	75 — 125	6,2	5,1	0,2	0,07	3,7	27,0	7,8	4,2	4,3	0,0	14,5	59
Bt <sub>3</sub>	125 — 200	6,2	5,2	0,1	0,07	2,7	26,7	7,4	4,3	3,4	0,5	14,5	59
C	> 200	6,0	4,9	0,2	0,06	3,8	33,0	12,7	6,6	5,8	2,0	15,0	—

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

**Análisis de los geles**

Hor.	Prof.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	libre	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre%	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	libre	total	libre
Ap	0 — 25	6,23	12,77	53,9	1,83	11,92	15,3	8,0
Bt <sub>1</sub>	25 — 75	7,57	13,21	57,2	2,45	13,10	18,7	11,5
Bt <sub>2</sub>	75 — 125	4,96	8,04	61,6	1,17	21,83	5,3	19,5
Bt <sub>3</sub>	125 — 200	4,49	6,52	68,8	1,73	19,83	8,7	16,5
C	> 200	3,18	5,27	60,3	1,28	18,05	7,0	22,8

**Análisis mineralógico**

El análisis mineralógico indica una mejor cristalinidad de los filosilicatos y un predominio de illita con haloisita sobre alofanos. En la parte inferior, interestratificados y algo de montmorillonoides.

**Observaciones y clasificación**

Perfil muy distinto a los anteriores, aunque se desarrolle sobre un material análogo. La diferencia fundamental está en la mayor evolución del suelo y que el pH es menos ácido. La lixiviación y formación de un horizonte de acumulación de arcilla está muy clara a partir de los 70 cms. Los gruesos y numerosos argilanes indican cierta lixiviación de arcilla y sobre todo una estación seca muy marcada. El carácter de andosuelo ha desaparecido, consecuencia de la mejor cristalización de los minerales de la arcilla, como lo demuestra la formación de argilanes en el horizonte B textural. Suelo de cultivo, lo que rebaja considerablemente el contenido en materia orgánica del horizonte superior, de naturaleza muy antropizada, que se manifiesta hasta los 25 cms. El horizonte textural

comienza a los 25 cms. y alcanza hasta los 200 cms; en este horizonte el contenido en arcilla aumenta con la profundidad así como la presencia y espesor de los ped-argilanes. El material originario está compuesto por basalto y cenizas volcánicas muy troceadas; los análisis corresponden al suelo interpuesto, en el que la influencia de estos materiales se pone de manifiesto por la elevación del grado de saturación hasta un 60%. El criterio fundamental para la clasificación de este suelo es por lo tanto el fenómeno de lixiviación de la arcilla y formación de un horizonte B textural de estructura prismática muy desarrollada, caracteres éstos incompatibles con los andosuelos. Se trata por lo tanto de un suelo pardo lixiviado moderadamente ácido. No se dispone de datos climáticos ni de estados de humedad del suelo para clasificarlo con el criterio de la VII Aproximación, pero indudablemente es un Alfisuelo. El subgrupo es dudoso, pero como es un suelo moderadamente lavado, y con una presumible estación seca que se prolonga más de 60 días consecutivos, lo clasificamos como Xeralf. Hay sin embargo que señalar que el grado de saturación está cerca de los Ultisuelos.

**PERFIL VI — Tenerife**

Fecha: 27-1-1970

**Localidad:** Península de Teno

**Situación:** Finca Tenosa

**Forma del terreno circundante:** Base de una pendiente acentuada.

**Pendiente:** 35% Oeste

**Posición fisiográfica del lugar:** Ladera escarpada

**Erosión:** Severa

**Vegetación o uso de la tierra:** Euforbias canariensis. Monte bajo.

**Altitud:** 150 m.

**Material originario:** Basalto

**Drenaje:** Medio

**Condiciones de humedad del suelo:** Moderadamente húmedo.

**Pedregosidad superficial:** Abundante. En el suelo existe pero escasa.

Hor.	Prof.	Descripción
A <sub>1</sub>	0 — 30	Horizonte de acumulación de materia orgánica, con muchas raíces, limoso, granular muy desarrollado, algo consistente, hay trozos rodados de basalto, pero escasos.
Bt <sub>1</sub>	30 — 70	Horizonte mineral, pesado, plástico, estructurado en bloques que se deshacen en gránulos muy desarrollados y pasa con una transición gradual. α
Bt <sub>2</sub>	70 — 100	Horizonte B <sub>2</sub> , bastante duro cuando seco, arcilloso, 7,5 YR 4/2, prismático muy desarrollado, compacto, se observan "sliken-sides" y a veces vetas blancas de CO <sub>3</sub> Ca en la superficie de los prismas.
C	>100	Material pardo muy claro 5 YR 6/3 "eboulies" de basalto, transición abrupta con el superior.

**Tipo de suelo:** Suelo pardo lixiviado con carácter vértico en profundidad. Vertic haploxeralf.

**Análisis Mecánico (&)**

Hor.	Prof. cms.	Arena		Arena		Arena Ttl.	Arena		Arena Ttl.	Limo	Arcilla
		M. Grsa.	Grsa.	Media	Fina	(Amer.)	M. Fina	(Int.)			
		2—1 mm.	1—0,5	0,5—0,2	0,2—0,05	2—0,05	0,05—0,02	2—0,02	0,02—0,002	0,002	
A <sub>1</sub>	0 — 30	1,5	5,0	6,8	9,7	23,1	8,4	31,6	20,4	47,9	
Bt <sub>1</sub>	30 — 70	1,0	5,0	4,9	5,5	16,6	3,5	20,2	13,9	65,8	
Bt <sub>2</sub>	70 — 100	0,6	2,9	3,2	4,2	11,0	4,14	15,2	19,0	65,7	
C	> 100	0,8	2,5	3,3	5,8	12,5	13,6	26,1	19,7	54,0	

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

**Análisis físico-químico de suelos y Materia orgánica**

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup> <sub>1</sub>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	ClK										
A <sub>1</sub>	0 — 30	7,7	6,9	1,2	0,1	12,0	36,5	18,3	17,7	2,8	3,1	2,5	100
Bt <sub>1</sub>	30 — 70	7,6	6,6	0,4	0,1	4,1	38,2	15,6	17,3	6,2	2,2	3,0	100
Bt <sub>2</sub>	70 — 100	8,2	7,2	0,1	0,07	2,0	39,0	10,3	13,3	14,0	3,8	1,0	100
C	> 100	8,3	7,5	0,3	0,05	7,4	30,5	18,0	18,3	15,5	3,4	—	100

**Análisis de los geles**

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre %	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
A <sub>1</sub>	0 — 30	4,07	10,27	39,6	1,24	11,08	11,2	6,5
B <sub>1</sub>	30 — 70	3,64	10,00	36,4	1,38	12,61	10,9	6,7
B <sub>2</sub>	70 — 100	3,57	9,20	38,8	1,04	12,27	8,5	5,3
C	> 100	3,14	8,66	36,2	1,89	10,86	17,4	3,9

**Observaciones y clasificación**

Suelo desarrollado en un ambiente mucho más xerofítico que el perfil anterior. El material originario fácilmente meteorizable, proporciona gran cantidad de arcilla, dando lugar a la formación de un suelo arcilloso y con una estructura prismática muy desarrollada. La evolución del suelo es consecuencia también de una mejor cristalización de la arcilla la presencia de "sliken-side" o superficies de fricción entre los agregados, indica la formación de minerales del grupo de la montmorillonita, particularmente entre los 70 y 100 cms. Este proceso de formación y evolución de minerales montmorilloníticos está favorecido por el pH, neutro o ligeramente alcalino y sobre todo por la elevada proporción de magnesio en el complejo de cambio. El proceso genético fundamental en la formación de este suelo es por lo tanto la intensa argilización del horizonte B y el desarrollo de

ciertos caracteres vérticos en profundidad. La elevada proporción de sodio de cambio originará, cuando las condiciones topográficas lo permitan, zonas de suelos salinos con caracteres vérticos.

Se trata de un suelo pardo lixiviado o arcilloso con caracteres vérticos. De acuerdo con el criterio americano lo clasificaríamos como Alfisuelo. La prolongada estación seca, mucho más de 60 días consecutivos al año, lo coloca dentro de los Xeralf y por los caracteres vérticos desarrollados en profundidad sería un Vertic Haploxeralf. La consideración de Alfisuelo, se hace con ciertas reservas ya que no se dispone de datos climáticos de la zona. Si la pluviosidad fuera inferior a los 250 mm. lo clasificaríamos dentro de los Aridisuelos y por la elevada proporción de sodio de cambio, juntamente con los caracteres vérticos, se clasificaría como Vertic Haplargid o Natric Haplargid.

**PERFIL IX — Tenerife**

**Localidad:** C<sup>a</sup> dorsal  
**Forma del terreno circundante:** Fuertemente alomado.  
**Posición fisiográfica del lugar:** Pendiente de un cerro redondeado.  
**Vegetación o uso de la tierra:** Tierra de labor. Leguminosas y patatas.  
**Material originario:** Cenizas volcánicas  
**Condiciones de humedad del suelo:** Moderadamente húmedo.

**Fecha:** 28-1-1970

**Situación:** Entre Granadilla y Vilaflor  
**Pendiente:** 25% al Oeste  
**Erosión:** Moderada  
**Altitud:** 1.000 m.  
**Drenaje:** Bueno  
**Pedregosidad superficial:** Mucha gravilla de cenizas y basaltos.



Hor.	Prof.	Descripción
Ap	0 — 20	Horizonte antrópico 5 YR 3/4 arenoso muy graviloso con buen enraizamiento, granular algo migajoso muy desarrollado, poco consistente y con buena permeabilidad Pasa con transición gradual a l
(B)	20 — 60	Horizonte de alteración mineral 5 YR 3/4, arenoso, estructurado en bloques pequeños medianamente desarrollados, muy enraizado, poco consistente; pasa con transición abrupta a una
costra	60 — 75	costra cementada con SiO <sub>2</sub> coloidal.
cenizas	> 75	cenizas volcánicas de tamaño grueso, de baja densidad y color oscuro. Se observan costras blancas en bandas paralelas.

Tipo de suelo: Tierra parda. Andosuelo no húmico. Durandept.

#### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof.	Arena	Arena	Arena	0,2—0,05	2—0,05	0,05—0,02	2—0,02	0,02—0,002	0,002
		M. Grsa. 2—1 mm.	Grsa. 1—0,5	Media 0,5—0,2	Arena Fina	Arena Ttl. (Amer.)	Arena M. Fina	Arena Ttl. (Int.)	Limo	Arcilla
Ap	0 — 20	2,2	5,9	11,6	15,1	34,9	23,4	58,3	27,8	13,7
(B)	20 — 60	1,7	5,2	12,5	20,3	40,0	18,8	58,8	28,6	12,5

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

#### Análisis físico-químico de suelos y Materia orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	ClK										
Ap	0 — 20	6,7	5,9	1,0	0,1	10,0	37,7	18,1	6,8	0,9	2,1	10,5	74,3
(B)	20 — 60	7,4	6,2	0,5	0,1	4,7	37,2	19,0	8,1	0,6	0,7	9,5	76,6

#### Análisis de los geles

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	libre	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	libre %	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
Ap	0 — 20	5,90	11,87	9,7	1,70	14,73	11,5	14,8
B)	20 — 60	6,24	11,84	2,7	1,77	15,70	11,2	14,5
costra				5,3	0,79	10,97	7,2	16,7

#### Análisis mineralógico

En este perfil los dos horizontes estudiados son muy similares en cuanto a su composición mineralógica se refiere y según vemos están constituidos por alofana, haloisita, illita, material interestratificado, (alofana está en menor proporción que en los otros perfiles estudiados), cuarzo y feldspatos.

#### Observaciones y clasificación

Perfil que muestra un fuerte contraste con los anteriores. La pluviosidad, al ser mucho menor, determina a su vez un desarrollo mucho menor de los horizontes de humus, un lavado de bases muy pequeño y como consecuencia un complejo de absorción casi saturado, y la aparición de un horizonte de cementación de sílice

coloidal, que tiene el carácter de duripan. Por debajo de este horizonte cementado aparece el material originario constituido por cenizas volcánicas de color oscuro que presentan manchas blancas de sílice. Se trata pues de un andosue-

lo de transición entre los andosuelos de las zonas húmedas de Tenerife y los suelos de las zonas áridas de la isla. De acuerdo con estas características se clasifica este suelo como Durandpt. Andosuelo no húmico.

### PERFIL X — Tenerife

Fecha: 29-1-1970

Localidad: Monte Guasa

Situación: A 8 km. de los Cristianos

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado.

Pendiente: 15%

Posición fisiográfica del lugar: Pie de monte

Erosión: Fuertemente erosionado

Vegetación o uso de la tierra: Euforbias, Erial

Altitud: 180 m.

Material originario: Cenizas volcánicas

Drenaje: Bueno

Condiciones de humedad del suelo: Seco

Pedregosidad superficial: Abundante

Hor.	Prof.	Descripción
(B)	0 — 30	Horizonte mineral de alteración 7,5 YR 5/6, arenoso, bloques medios muy poco desarrollados, bastantes raíces y actividad biológica, sin carbonatos, friable, pasa con una transición 6-8 cms. al
Ca	30 — 60	Horizonte de acumulación de carbonato cálcico 7,5 YR 8/4 sin estructura, pulverulento y pasa con transición abrupta al
C	60	Horizonte C. Cenizas.

Tipo de suelo: Suelo pardo descalcificado. Calcic Camborthid.

#### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof. cms.	Arena	Arena	Arena	Arena	Arena Ttl.	Arena	Arena Ttl.	Limo	Arcilla
		M. Grsa. 2—1 mm.	Grsa. 1—0,5	Media 0,5—0,2	Fina 0,2—0,05	(Amer.) 2—0,05	M. Fina 0,05—0,02	(Int.) 2—0,02	0,02—0,002	0,002
(B)	0 — 30	2,7	6,4	10,7	17,3	37,4	11,4	48,8	25,0	26,1

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

#### Análisis fisico-químico de los suelos y Materia orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	C1K										
(B)	0 — 30	7,9	6,9	0,4	0,1	4,1	32,5	18,5	6,2	3,6	3,4	4,0	97,7

### Análisis de los geles

Hor.	Prof. cma.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Libre%	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
(B)	0 — 30	1,85	5,75	32,1	0,90	10,40	8,6	8,9

#### Análisis mineralógico

Materiales interestratificados, montmorillonoides, haloisita, cuarzo, feldespatos y alofana.

#### Observaciones y clasificación

La interpretación de este suelo es sumamente interesante dadas las características climáticas y morfológicas bajo las que se ha desarrollado. Contrasta la apreciación textural en el campo, arenosa, con los datos analíticos en que la suma limo + arcilla es de un 50%. Suelo muy pobre en materia orgánica, alta capacidad de cambio y grado de saturación, y lavado completo de carbonatos con formación de un potente horizonte Ca. Inexplicable el lavado de carbonatos del horizonte (B), dadas las condiciones climáticas de extrema aridez y por otra parte es autóctono por completo. La arcilla está seguramente mejor cristalizada que en perfiles anteriores, en los que la influencia del alofán se hacía notar en las propiedades físicas del suelo. El lavado de los carbonatos se puede explicar por una absorción de la humedad del ambiente, principalmente durante la noche, favorecida por la abundante pedregosidad su-

perficial de materiales de gran porosidad que acumulan el agua y la hacen percolar lentamente a través del horizonte (B). Otra posibilidad no existe, ya que es incompatible la evolución del suelo con los datos pluviométricos de la región.

La clasificación de este suelo según el criterio americano es muy difícil ya que por los datos climáticos se incluiría en los Aridisuelos y dentro de éstos en los Orthid. Las dificultades comienzan en el Gran Grupo ya que no puede ser Calciorthid por no ser calizo el horizonte (B), ni Camborthid porque tiene un horizonte Ca. Pensamos que la VII Aproximación lógicamente no ha previsto este tipo de suelo para ser incluido en los Aridisuelos. Podría pensarse en un nuevo Subgrupo dentro de los Camborthid para incluir a los suelos con lavado de carbonatos, (incompatible desde luego con los Aridisuelos), que podría ser un Calcic Camborthid. No tenemos tampoco una unidad en la Clasificación española, en la que pueda ser incluido este tipo de suelo porque los perfiles análogos a éste en la España peninsular corresponden a regiones mucho más húmedas.

### PERFIL XI — Tenerife

Fecha: 29-1-1970

Localidad: Adeje

Situación: A 6 Km. de Adeje

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulada.

Pendiente: 10%

Posición fisiográfica del lugar: Lado S. de una colada. Terreno algo abancalado.

Erosión: Moderada

Vegetación o uso de la tierra: Chumberas, Balos

Altitud: 50 m.

Material originario: Colada basáltica

Drenaje: Bueno

Condiciones de humedad del suelo: Seco

Pedregosidad superficial: Abundante

Hor.	Prof.	Descripción
	— 2 — 0	Capa alóctona pedregosa que fosiliza el suelo. No tiene relación genética con él.
(B)	0 — 35	Horizonte mineral de alteración descalcificado, limoso 10 YR 3/4, bloques gruesos algo prismáticos muy desarrollados, duro y tenaz, de media porosidad, permeable y pasa con una transición gradual (5 cm) al
Ca	35 — 65	Horizonte de acumulación de carbonato cálcico, algo encostrado y muy bien desarrollado, pasa al
C	> 65	Horizonte C. Basalto muy duro.

Tipo de suelo: Suelo pardo descalcificado de costra caliza. Calcic Camborthid.

#### Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof. cms.	Arena M. Grsa. 2—1 mm.	Arena Grsa. 1—0,5	Arena Media 0,5—0,2	Arena Fina 0,2—0,05	Arena Ttl. (Amer.) 2—0,05	Arena M. Fina ,05—0,02	Arena Ttl. (Int.) 2—0,02	Limo 0,02—0,002	Arcilla 0,002
(B)	0 — 35	0,2	1,1	2,0	6,3	9,8	8,2	18,1	22,2	59,6

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

#### Análisis físico-químico de suelos y Materia orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	ClK										
(B)	0 — 35	7,7	6,8	0,3	0,13	2,7	42,8	20,4	14,7	3,3	1,2	5,0	80

#### Análisis de los geles

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre % Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre %	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
(B)	0 — 35	2,44	7,32	33,3	0,98	11,56	8,5	10,0

#### Análisis mineralógico:

Mucho material interestratificado, montmorillonoides, alofán, algo de material caolínico (haloisita), cuarzo y feldespatos.

#### Observaciones y clasificación

Perfil de características genéticas y morfológicas semejantes al anterior aunque un poco más evolucionado. El grado de mayor evolución se pone de manifiesto por la intensa formación de arcilla que indudablemente estará mucho mejor cristalizada y también por el desarrollo de la estructura del horizonte (B). Contrasta en este suelo, la gran proporción de magnesio y

sodio de cambio frente al calcio; el horizonte Ca está también más desarrollado que en el perfil anterior y se observa cierta tendencia a la formación de costra caliza endurecida. La formación de este suelo puede explicarse, como en el caso anterior, por una lixiviación de los carbonatos, debido a la absorción de humedad por el material poroso que cubre el suelo, —en ocasiones llega a los 25-40 cms—, que acumula agua cargada de carbónico para percolar lentamente a través del horizonte (B) y descarboxarlo por completo. Con arreglo a estas consideraciones lo incluiríamos también en el hipotético Subgrupo de Calcio Camborthid o en los Paleorthid.

PERFIL XII — Tenerife

Fecha: 31-1-1970

Localidad: Hoya Fría

Situación: A unos 12 Km. de Candelaria

Forma del terreno circundante: Suavemente ondulado.

Pendiente: 15%

Posición fisiográfica del lugar: Loma suave de una colina.

Erosión: Superficial moderada

Vegetación o uso de la tierra: Erial

Altitud: 50 m.

Material originario: Basalto

Drenaje: Lento

Condiciones de humedad del suelo: Seco

Pedregosidad superficial: Abundante

Hor.	Prof.	Descripción
	—10 — 0	Horizonte de arrastre de ladera, alóctono, enarizado.
Bt	0 — 60	Horizonte muy agrietado, textural, arcilloso 5 YR 3/2, estructura poliédrica gruesa muy desarrollada, tenaz y muy duro cuando seco. Tiene carácter vértico. Numerosas grietas entre los poliedros cuando el suelo está seco; tienen 2-3 cms. de espesor.
Ca <sub>1</sub>	60 — 80	Horizonte de acumulación pulverulenta de carbonato cálcico. 7,5 YR 6/4. Bloques pequeños poco desarrollados, porosos, se hace laminar en la base.
Ca <sub>2</sub>	80 — 100	Horizonte petrocálcico. Laminar muy desarrollado, duro y tenaz. 5 YR 8/1.
C	> 100	Basalto.

Tipo de suelo: Vertisuelo. Petrocalcic Chromoxerert.

Análisis Mecánico (&)

Hor.	Prof. cms.	Arena	Arena	Arena	Arena	Arena Ttl.	Arena	Arena T.	Limo	Arcilla
		M. Grsa. 2—1 mm.	Grsa. 1—0,5	Media 0,5—0,2	Fina 0,2—0,05	(Amer.) 2—0,05	M. Fina 0,05—0,02	(Int.) 2—0,02	0,02—0,002	0,002
Bt	0 — 60	0,2	0,7	1,2	2,0	4,3	3,5	7,9	20,9	71,0

(&) Se dan los valores correspondientes a las fracciones según el criterio americano USDA y el método internacional.

Análisis físico-químico de suelos y Materia orgánica

Hor.	Prof. cms.	pH en pasta		C%	N%	C:N	Cap. T.	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	H <sup>+</sup>	Sat. %
		H <sub>2</sub> O	ClK										
Bt	0 — 60	7,0	6,1	0,3	0,07	4,7	40,2	15,3	14,0	10,5	0,2	0,2	100

Análisis de los geles

Hor.	Prof. cms.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	libre %	Si O <sub>2</sub> %
		libre	total	total	libre	total	total	libre
Bt	0 — 60	3,29	9,53	34,5	0,81	15,33	5,2	13,5

## Análisis mineralógico

Esta muestra es el material mejor cristalizado del conjunto. Como en el perfil XI existe mucho material interestratificado, montmorillonoides, haloisita, alofán y algo de cuarzo.

### Observaciones y clasificación

Los caracteres edáficos más destacados de este suelo son los siguientes: Intensa formación de arcilla y caracteres vérticos muy desarrollados, gran proporción de magnesio y sodio en el complejo de cambio y presencia de un horizonte petrocálcico. Suelo muy evolucionado, la formación de arcilla ha sido tan favorable que casi no ha dejado arena en el material; los caracteres vérticos anuncian la presencia de montmorillonoides e interestratificados en los que entra la montmorillonita en su composición. La génesis de la montmorillonita está favorecida por la gran cantidad de magnesio en el complejo de cambio. El pH 7 del horizonte Bt, descarbonatado, nos parece algo bajo en relación con la proporción de sodio de cambio. Teniendo en cuenta que la suma de magnesio y sodio de cambio es superior al calcio, casi se podría considerar el horizonte Bt como horizonte nátrico, pero morfológicamente el perfil no presenta la movilización de arcilla característica de la presencia de estos horizontes. Por los caracteres morfológicos puede clasificarse este perfil como Vertisuelo: la presencia de un horizonte petrocálcico no está prevista en la VII Aproximación en este Orden y como éste es un carácter fundamental, creemos que debería ser introducido para Vertisuelo sobre materiales volcánicos y podría clasificarse entonces como Petrocalcic Chromoxerert.

## DISCUSION

En un primer estudio acerca de la génesis, evolución y distribución de los suelos de la isla de Tenerife nos encontramos con ciertas dificultades, consecuencia de una parte, por la complejidad y variedad de los materiales que forman el subsuelo, por otra, por la topografía enormemente accidentada que dificulta la prospección rápida de los suelos y por último, por la manifiesta escasez de estaciones termo-pluviométricas con el suficiente número de observaciones en los que basar estadísticamente la influencia climática en la formación y evolución de los suelos. Los materiales litológicos tienen al menos el denominador común de la presencia, junto a minerales microcristalinos, de abundantes vidrios volcánicos y otros elementos amorfos, juntamente con una riqueza relativa de magnesio, sodio y potasio frente al calcio. La variabilidad climática, condicionada por los

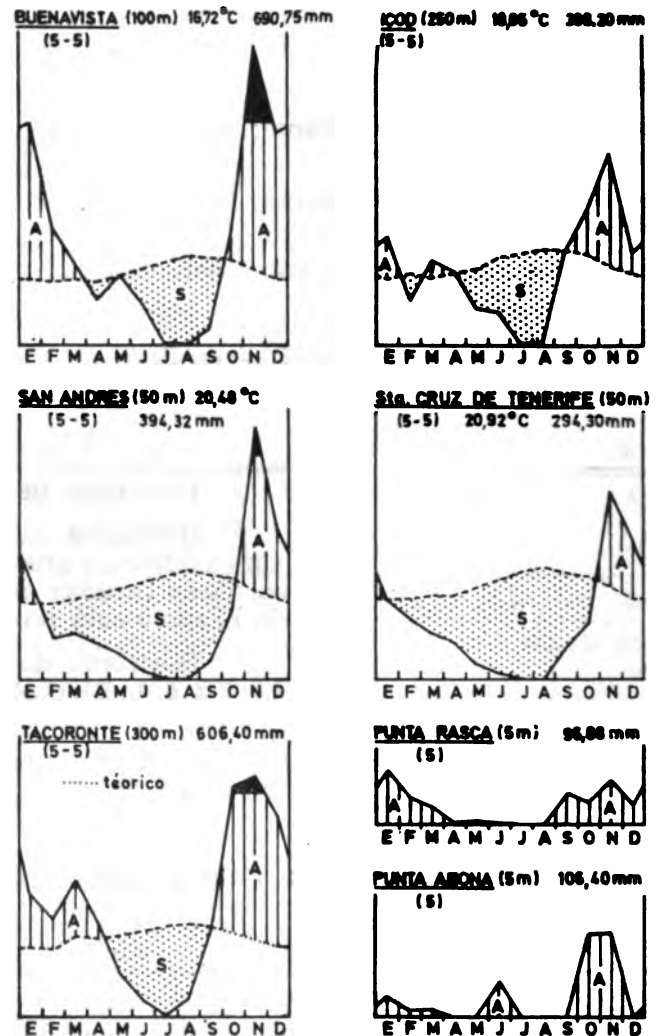


Fig. 1

Figura 1. Distribución de la temperatura y de la precipitación pluvial en la Isla de Tenerife.

factores topográficos y de orientación, hace de la isla de Tenerife un campo interesante de trabajo para posteriores estudios sobre la distinta evolución de los suelos desarrollados sobre materiales volcánicos.

En la figura 1 puede observarse la distribución de la temperatura y pluviosidad de algunas estaciones meteorológicas; se observa una uniformidad de la temperatura a lo largo del año frente a grandes variaciones de la pluviosidad. Hay que hacer resaltar lo que anteriormente se ha indicado, es decir, que los datos que se exponen no son ni mucho menos representativos de lo que es en realidad el clima de Tenerife; en esta isla la pluviosidad y estado higrométrico de la atmósfera a lo largo del año

están muy condicionados por la orientación y la altitud. Por ello el conjunto de estaciones que se exponen, aunque muestran grandes variaciones de pluviosidad, no representan la variabilidad pluviométrica e higrométrica de una isla con altitudes superiores a los 3.000 mts., mientras que la estación más completa y de mayor altitud que se ha podido tomar, la de Tacoronte, no excede de los 300 mts.

Si la utilización e interpretación de los datos termopluviométricos es fundamental en todo estudio edafológico, creemos, que en el caso de Tenerife, un tercer factor, las variaciones de humedad del ambiente diarias y a lo largo del año, modifican sustancialmente la influencia de los otros factores; en efecto, por ser de naturaleza volcánica la isla puede considerarse una enorme esponja capaz de absorber y almacenar no sólo el agua de lluvia sino también la humedad del ambiente, que una vez condensada pereola a través del suelo, provocando efectos de lavado, que no corresponden exclusivamente a los pluviométricos. La relación entre el agua útil de la lluvia y la procedente de la condensación por absorción de la humedad atmosférica es un factor totalmente desconocido para nosotros y de enorme influencia en el desarrollo de los suelos de Tenerife.

La influencia de la humedad del ambiente creemos que se manifiesta, como luego se verá, en toda la isla y sobre todo tipo de suelo, unas veces como factor de lixiviación de la caliza, otras como factor que mantiene ciertos caracteres edáficos y otras provocando o contribuyendo a una amplia y definida formación mineralógica.

La variabilidad climática y ambiental de las distintas zonas de la isla, juntamente con el factor topográfico, hacen de la isla un verdadero muestrario de las posibilidades de evolución de los suelos desarrollados sobre materiales volcánicos, en general basaltos, fonolitas, traquitas, traquibasaltos... etc. De los análisis químicos de estos materiales (Fúster 1968) se deduce la elevada proporción de sodio en muchos de ellos, otras veces de potasio y magnesio, frente al calcio; otras veces el carácter básico de los materiales será también factor decisivo en el desarrollo y evolución de los suelos. Otro carácter fundamental de éstos materiales es la gran proporción de microcristales que constituyen una pasta microcristalina y otros materiales amorfos que dan origen por alteración a grandes cantidades de minerales arcillosos amorfos, tipo del alofán, que comunican al suelo propiedades muy específicas y de gran valor para su clasificación. La acción conjunta del clima, topografía y del material ori-

ginario, son los factores que condicionan la distribución de los distintos tipos de suelos en Tenerife y de estos tres factores es el factor litológico tal vez el de menor valor, ya que no se observa relación entre la distribución de los suelos y la naturaleza de estos materiales. A continuación, se describen también las características morfológicas y analíticas de los suelos de Tenerife, juntamente con su distribución.

#### Andosuelos húmicos

Son suelos por lo general muy profundos, forestales o de prado, de perfil A(B)C, con un horizonte de humus muy desarrollado de gran espesor y rico en materia orgánica. Normalmente se observan también horizontes de Forna y de descomposición de la materia vegetal que pasan en transición abrupta al horizonte A<sub>1</sub>, oscuro, suelto, migajoso, con gran actividad biológica, muy baja plasticidad y que pasa con transición gradual al horizonte (B) de alteración, de gran espesor, suelto, a veces litocromo, de estructura poliédrica poco desarrollada y poco consistente. Pasa con transición gradual al horizonte C que casi siempre lo constituye un basalto muy troceado en el que se observan cutanes de iluviación que lo recubren.

El proceso genético fundamental en estos suelos es una alteración física muy intensa del material originario, liberación de grandes cantidades de óxidos de sílice, hierro y aluminio, fuerte acidificación del medio con lavado intenso de bases y escasa formación de minerales de arcilla cristalinos. El color, propiedades físicas, morfología y material originario denuncian la presencia de grandes cantidades de alofán con muy escasa evolución de éste a haloisita y otros minerales cristalinos. La naturaleza de la materia orgánica en los horizontes superiores indica la formación de complejos organo-minerales muy estables, con formación de agregados difíciles de destruir incluso con agua oxigenada.

Estos suelos tienen que formarse bajo condiciones climáticas muy favorables y específicas, pluviosidad mayor que 400 mm. ausencia de una prolongada estación seca y temperatura media lo suficientemente elevada para permitir la liberación de sexquióxidos en grandes cantidades. Las condiciones de humedad del suelo deben ser suficientes para causar la percolación continua de bases y cierto ataque químico de los minerales del material originario. El suelo no debe sufrir estados de sequía muy prolongados porque la alternancia de periodos húmedos y secos daría origen a la evolución del alofán hacia otros minerales arcillosos. Admitiendo cierta sequía estival y secado del suelo en periodos cortos, el alofán evoluciona principal-

mente hacia la formación de haloisita, metahaloisita, (Sánchez Calvo 1958) y (Sánchez Calvo 1961) y otros minerales mal cristalizados que no pueden orientarse y formar argilanes en las superficies naturales de la contextura del suelo.

Pensamos que durante el período estival, la humedad atmosférica es suficiente para frenar o impedir el excesivo secado del suelo y con ello la evolución del suelo queda detenida. La evolución teórica de estos suelos podría orientarse en dos direcciones distintas, las primeras hasta la formación de un horizonte B textural y la segunda hacia la podsolización. La formación de suelos con horizontes B textural está impedida por la ausencia de períodos largos de sequía en el suelo y la podsolización o lixiviación de arcilla, también está impedida por la ausencia de temperaturas bajas y naturaleza del humus y de la arcilla.

Los andosuelos húmicos están representados en Tenerife en 3 zonas principales (fig. 2): La primera, en la península de Anaga, constituyendo los montes de Las Mercedes, con altitudes que oscilan entre los 700 y 1000 mts. La segunda zona, la de mayor extensión, se atraviesa a partir del Km. 6 de la carretera dorsal; constituye la totalidad de la masa forestal La Esperanza y Las Raíces; se inicia cuando la altitud sobrepasa los 700 metros y llega hasta los 2.300 m. Conforme se asciende, los horizontes de humus se hacen de menor espesor y la profundidad del suelo menor; la imponente masa forestal de *Pinus Canariensis*, pasa por efecto de la altitud a la Retama, el paisaje cambia radicalmente y los andosuelos, en asociación con ranker-andosuelo y litosuelo, se interrumpen para dar paso a los litosuelos de altura sobre material volcánico. Todavía se pueden observar andosuelos húmicos en la falda norte del Teide pero aquí en fase de erosión y con predominio de litosuelos y ranker. Una tercera zona de andosuelo se observa, formando parte de la península de Teno, al N de Santiago del Teide donde el bosque alterna con el prado, con altitudes también que oscilan entre los 500 mts. al N y los 1.200 al S.

Los datos morfológicos y físico-químicos que poseemos nos permiten afirmar que pueden considerarse como Andosuelos típicos, puesto que el contenido en geles libres es muy elevado aunque tengan cierta tendencia a evolucionar hacia las Tierras Pardas (Hoyos 1957); esta tendencia se manifiesta por la mejor cristalinidad de los minerales arcillosos en la parte inferior del perfil.

#### Alfisuelos

Los alfisuelos de Tenerife corresponden a

un escalón inferior hacia el N y NE de los Andosuelos húmicos y pueden considerarse en cierto modo como un estado de mayor evolución de los mismos. El material originario es el mismo y todos ellos presentan por debajo de un horizonte Ap, un potente horizonte de acumulación de arcilla por formación "insitu" más que por eluviación de la misma, porque en ningún caso se han observado horizontes de eluviación A<sub>2</sub> con claro desarrollo; predominan por lo tanto en estos suelos los procesos de formación de arcilla sobre los de lixiviación y depósito.

Son suelos débilmente desaturados, pH poco por encima de 6, bastante arcillosos en profundidad y con un complejo de saturación en el que la suma del magnesio, sodio y potasio es aproximadamente igual al calcio. La presencia de un horizonte B textural indica sin duda que el alofán ha evolucionado, no sólo a haloisita sino a otros minerales de estructura laminar mejor cristalizados y con posibilidad de orientar y formar argilanes en las caras de los agregados.

Son suelos que al tener un horizonte textural denuncian que el clima del suelo es algo más xerofítico que el de los andosuelos húmicos; el suelo se seca durante la estación estival, lo que da lugar a una mejor cristalización de los minerales de la arcilla, ordenación y orientación de la misma y a la formación de una estructura poliédrica muy desarrollada. También el contenido en geles libres, aunque todavía alto, es considerablemente inferior al de los Andosuelos.

Las condiciones climáticas de formación de estos suelos corresponden a pluviosidades del orden de los 400-600 mm. prolongada estación seca y temperatura media anual de 18°C. No son suelos de montaña como los anteriores; corresponden a un paisaje suave o fuertemente ondulado de formas redondeadas y con altitudes que raramente sobrepasan los 500 mts.

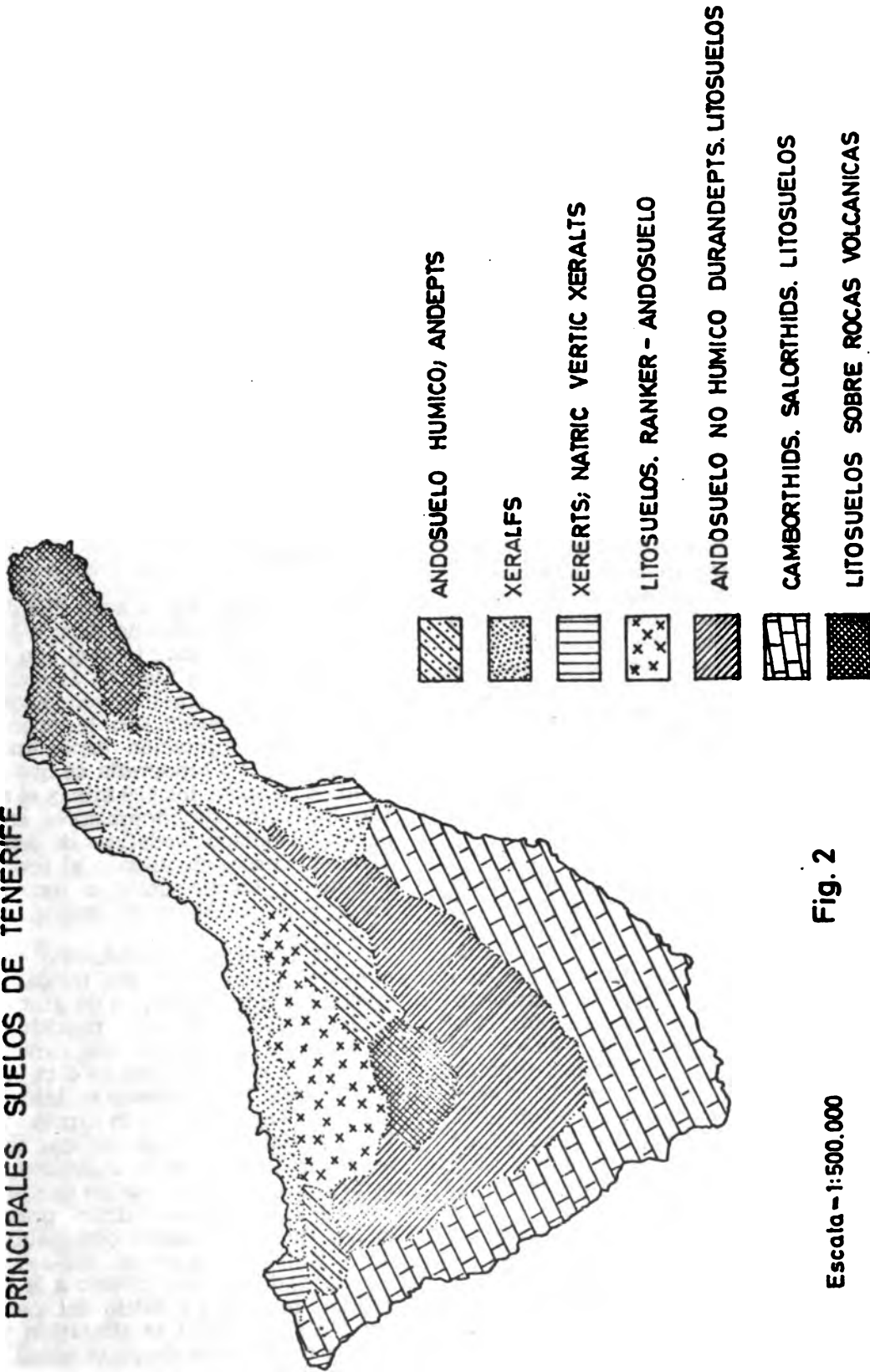
En la figura 2 puede observarse la distribución de estos suelos en Tenerife; forman una sola zona que corresponde a un nivel topográfico inferior a los andosuelos húmicos, figura 3, y son sin duda los mejores suelos de cultivo. El límite topográfico inferior casi corresponde al nivel del mar y no llega al mismo en muchos casos por cambio de las condiciones topográficas.

#### Vertisuelos

Son suelos con caracteres vérticos. En Tenerife corresponden a un estadio de evolución de los alfisuelos anteriormente considerados. Esta evolución hacia el desarrollo de las propiedades vérticas corresponde a un cambio casi



**ESQUEMA DE LA DISTRIBUCION DE LOS  
PRINCIPALES SUELOS DE TENERIFE**



**Fig. 2**

**Escala - 1:500.000**

exclusivamente del factor topográfico; efectivamente y como puede verse en la figura 2, rodeando la zona de Alfisuelos y todavía a un nivel inferior aparecen distintas zonas de suelos con caracteres vérticos muy desarrollados; corresponden a zonas de topografía más suave, de menor escorrentía, por lo tanto de mejor aprovechamiento de las aguas de lluvia, de condiciones climáticas análogas a las de los alfisuelos, pero con peor drenaje interno. Son suelos todavía más arcillosos y en los que los minerales de la arcilla han evolucionado fuertemente hacia la formación de montmorillonoides e interstratificados, favorecido este proceso por la presencia de grandes cantidades de magnesio en el complejo de cambio y la mala y escasa permeabilidad del subsuelo. Esta circunstancia, juntamente con la presencia de elevadas proporciones de sodio de cambio, hace que asociados a estos suelos aparezcan zonas de suelos salinos; particularmente se presentan suelos salinos en el borde occidental de la península de Tenos.

En estos suelos y por debajo del horizonte vértico, aparece siempre un horizonte de acumulación de carbonato cálcico, algunas veces de naturaleza petrocálcica y que no se presenta en los alfisuelos. Esto se debe indudablemente a razones topográficas que permiten mayor estancamiento de aguas cargadas de sales cálcicas procedentes del lavado de los horizontes superiores, del movimiento transversal de las mismas, y posterior concentración y precipitación en forma de carbonato.

#### Andosuelos no húmicos

Suelos de transición entre los andosuelos húmicos rankeriformes y las zonas áridas de la isla. Los factores climáticos evolucionan en este caso hacia la aridez, por lo tanto la formación de arcilla está disminuída, su cristalinidad es muy baja pero es mejor que en los andosuelos húmicos y el horizonte mineral debe conservar ciertos caracteres de los andosuelos. No disponemos de datos climáticos de la región en que se presenten estos suelos, pero la pluviosidad, atendiendo a los caracteres morfológicos y edáficos de estos suelos, no debe exceder de los 350 mm. En la figura 2 se aprecia que estos suelos forman una extensa región en forma de V que rodea en cierto modo por el S el pico del Teide con altitudes que oscilan entre los 600 y 2000 m.

Son suelos muy antropizados, muy aterrados, en los que se cultivan cereales, patatas y leguminosas. El horizonte por debajo del Ap, es de tipo estructural, bastante arenoso, sin carbonatos, pH neutro y grado de saturación

algo elevado; es un horizonte típico de tierra parda o andosuelo. Por debajo de este horizonte se observa una costra cementada de sílice muy típica en suelos de clima semiárido desarrollados sobre materiales volcánicos ricos en vidrio (VII Aproximación 1967). Está constituida por ópalo y sílice microcristalina que cubre cementado las cenizas volcánicas, en amplio contraste de color, y forma series de bandas continuas no sólo en la zona de transición entre el horizonte (B) y el C, sino que también aparece, no tan bien desarrollada, en el interior de los depósitos de ceniza volcánica. A falta de información mineralógica, consideraremos todavía provisionalmente éstos suelos como Andosuelos dentro de los Inceptisuelos y atendiendo al horizonte de cementación de sílice o çuripan, se clasificarían como Durandeps. También atendiendo al clima y si la influencia del alofán es pequeña en la composición mineralógica de la arcilla, se podrían clasificar estos suelos como Durorthid dentro de los Aridisuelos.

#### Aridisuelos

Corresponden a la zona Sur de Tenerife en la que la pluviosidad no llega a los 100 mm. y teóricamente durante todo el año hay déficit de humedad para las plantas. Las coladas basálticas y cenizas volcánicas comunican al paisaje un aspecto de desolación, levemente amortiguado por la vegetación espontánea (Balos y Chumbera). La topografía es quebrada y la altitud oscila entre los 600 mts. y el nivel del mar. Los litosuelos son dominantes en el conjunto de las formaciones edáficas de esta zona y más concretamente, atendiendo al concepto FAO de Litosuelos, los no-suelos, o roca desnuda, son los que se presentan en mayor proporción.

Sin embargo y atendiendo a la consideración de que es difícil que puedan haber paleosuelos en esta región, es de gran interés el estudio de los suelos que pueden existir, y que de hecho se presentan, con características tan específicas como son las de esta parte de la isla de Tenerife. Teóricamente se descarta la influencia de la vegetación en la formación de los suelos y también hay que destacar en principio la ausencia de horizontes orgánicos medianamente desarrollados. Los suelos que un estudio teórico de la región se podrían presentar serían, aparte de los litosuelos dominantes, los suelos de costras caliza o yesosa, suelos salinos y xeranker, todo ello atendiendo a la riqueza en alcalinos, magnesio y calcio del material originario, y a su facilidad de alteración y a las condiciones dominantes de pluviosidad y temperatura. La realidad nos ha demostrado, perfiles X y XI y muchas observaciones sobre el terreno,

que la formación de costras calizas y horizontes pulverulentos de acumulación de carbonato de cálcico, por lavado de los horizontes superiores, es la tónica general y el proceso edafológico más extendido, juntamente con la acumulación de sales solubles, allí donde existen zonas con cierto carácter endorreico.

El lavado completo de los carbonatos sólo puede explicarse, como se ha indicado anteriormente, en las observaciones de estos perfiles, debido a la condensación por absorción de la humedad nocturna por el troceado y poroso material volcánico que normalmente fosiliza estos suelos, o se encuentra en la masa de los mismos. La formación y mejor cristalización de los minerales de la arcilla permite el desarrollo de una estructura en el horizonte (B), a veces prismática o poliédrica, de medio o fuerte desarrollo. Los contenidos en geles libres no alcanzan el 15%.

No existen en la Península Ibérica suelos análogos a los que se presentan en esta zona de Tenerife. Discutimos anteriormente las razones para incluirlos dentro de los Aridisuelos y concretamente en los hipotéticos Calcic Camborthid o en los Paleorthid. La unidad cartográfica que representaría ésta región sería una asociación de suelos compuestos por: Litosuelo, Paleorthid o Camborthid y Salorthid.

#### Conclusiones:

La isla de Tenerife muestra una amplia gama de suelos que, con el denominador común de haberse formado sobre materiales volcánicos, pueden ser representativos de la evolución edafológica de éstos, bajo distintas condiciones climáticas. Las especiales condiciones topográficas y de orientación ofrecen un marcado contraste ambiental de unas zonas a otras y como consecuencia de ello, el clima del suelo, al variar ampliamente, ocasiona distintos grados de desarrollo de los suelos de la isla. En la fig. 3 se representa un corte ideal de Tenerife en el sentido NE-SO en el que aparecen una serie de asociaciones de suelos íntimamente ligados con la altitud y condiciones climáticas. La zona 3, orientada al N con altitudes entre los 700 y 2.300 mts., corresponde al climax de los Andosuelos en los que el alofán predomina en la arcilla y el horizonte B estructural no evoluciona, por la mala cristalinidad de los minerales de la arcilla que probablemente pasa hacia la formación de la haloisita. Es una zona de humedad casi permanente con muy cortos períodos secos en el clima del suelo y que realmente está constituida por una asociación de suelos AC y A(B)C, es decir por Ranker-andosuelo y Tierra Parda-andosuelo.

La zona 2 corresponde a altitudes entre 100-700 mts. y orientación N-NE; las condiciones del suelo indican la existencia de un período estival seco que ocasiona, por los cambios de sequedad y humedad del suelo, una mejor cristalización de la arcilla y por lo tanto una evolución del alofán y de la haloisita hacia minerales del tipo del caolín y de vermiculita. Son Alfisuelos y atendiendo a las condiciones climáticas, Haploxeralf en transición hacia los Hapludalf.

La zona 1 corresponde en relación con la zona 2, más que a un cambio climático, a un cambio hacia una topografía más llana, que ocasiona cierto hidromorfismo temporal; esto unido a la riqueza en bases alcalinotérricas y alcalinas del material originario, causa una evolución de la arcilla hacia la formación de montmorillonoides. La elevada proporción de sodio, potasio y magnesio en el complejo de cambio ocasiona, en los sitios de menor pendiente, una acumulación de sales solubles con formación de Vertisuelos con cierta salinidad.

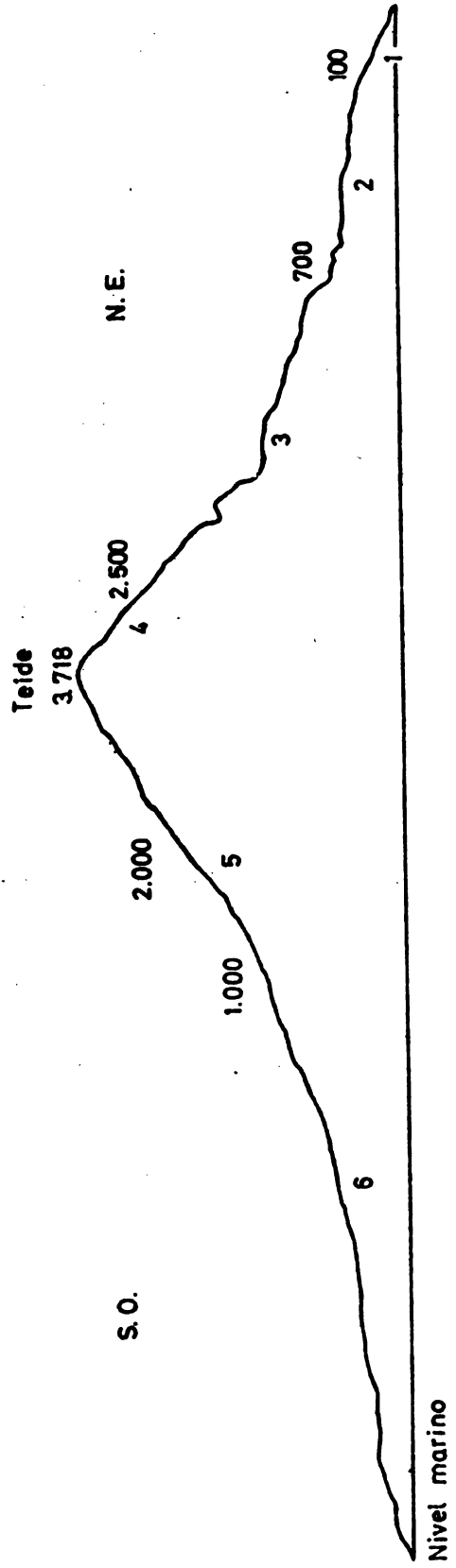
La zona 4 corresponde a las altitudes de la isla por encima de los 2.500 mts. hacia el N y 2.000 hacia el S; las extremas condiciones climáticas juntamente con la áspera topografía impiden la biología del suelo que sólo se manifiesta con la formación de las formas más elementales de Ranker. Los Litosuelos dominan casi exclusivamente en toda esta zona.

Hacia el S, las condiciones cambian paulatinamente hacia una mayor aridez. La zona 5 se caracteriza por un complejo de Ranker-andosuelo y Tierra parda-andosuelo mucho menos húmicos que los de la zona 3 y en asociación con Litosuelos. Así como en los suelos de la zona 3 el alofán predomina sobre la haloisita, aquí como consecuencia de la menor humedad, el alofán evoluciona en gran proporción hacia la formación de haloisita. En estos suelos el horizonte mineral es típicamente estructural por lo que no creemos que la haloisita pase a caolín e illita en cantidades considerables, ya que este horizonte adquiriría rápidamente un carácter textural. Un proceso edáfico característico de ésta zona es la formación de horizontes de acumulación de sílice que se presentan por debajo del horizonte (B) y en el interior del C formando bandas continuas paralelas a la superficie topográfica.

La zona 6 está constituida por la parte más árida de Tenerife; los procesos edáficos fundamentales son, la formación de horizontes de acumulación de carbonatos, algunas veces en forma de costras, la descarbonatación de los horizontes minerales y la acumulación local de sales solubles con formación de suelos salinos.

**CORTE ESQUEMATICO DE LA ISLA DE TENERIFE**

- 1.- XERERTS, NATRIC VERTIC XERALFS
- 2.- XERALFS
- 3.- ANDOSUELOS HUMICOS. ANDEPTS
- 4.- LITOSUELOS
- 5.- ANDOSUELOS NO HUMICOS; DURANDEPTS. LITOSUELOS
- 6.- LITOSUELOS, CAMBORTHIDS, SALORTHIDS



El proceso de descarbonatación es teóricamente incompatible con la escasez de precipitaciones, pero hay que tener en cuenta también la humedad del ambiente por la noche que suple el déficit de lluvia para los efectos de la lixiviación de los carbonatos. Los litosuelos dominan en esta zona en asociación con los Calcic Camborthid o Paleorthid y Salorthid.

#### Resumen

Se estudian en este trabajo las condiciones de formación y la distribución de los suelos de Tenerife. Según las condiciones climáticas los materiales volcánicos dan origen a suelos del tipo Ranker y Tierra-Parda-Andosuelo, Alfisue-

los, Vertisuelos, Suelos Salinos y Calcic Camborthid. Se discuten también la relación entre los factores genéticos y la evolución de los minerales de la arcilla.

#### Summary

The condition of formation and distribution of soils of Tenerife (Canary Islands) had been studied. According to the climatic conditions, the volcanic materials give origin to soils of the Ranker, Brownearth-Andosols, Alfisol, Vertisol, Saline soils and Calcic Camborthid. The relation between the genetic factors and the evolution of the mineral horizons has also been studied.

#### BIBLIOGRAFIA

ALEXANDRE, V., GARCIA VICENTE, J. y ALEXANDRE, T. "Estudio de la composición mineralógica de las arcillas de los suelos volcánicos españoles". An. Edaf. Agrob. 21: 117-158, 1961.

BRAVO, T. "Geografía general de las Islas Canarias". Tomo I. Ediciones Goya. Santa Cruz de Tenerife. 1954.

FUSTER, J. M<sup>o</sup> y colaboradores. "Geología y Vulcanología de las Islas Canarias". Tenerife. Inst<sup>o</sup>. "Lucas Mallada". Madrid, 1968.

ROYOS, A. SOLER. "Estudios de tierras pardas y ranker canarios en relación con la naturaleza de la roca madre". An. Edaf. 16: 297-383. 1957.

KUBIENA, W. "Material zur Geschichte der Bodenbil-

dung auf den Westemcarriem (unter Einschulus von Gran Canaria)". VI Congrès International de la Science du Sol V. E. 241-246. 1956.

MARTEL, H. "Génesis del archipiélago canario". Estudios Geológicos. V. 7. 67-79. 1951.

MINGARRO, F. "Contribución al estudio geológico de la Isla de Tenerife". Not y Com. Inst. Geol. Min. de España. 71: 179-212. 1963.

SANCHEZ CALVO, M. C. "Alofán y otros coloides en las arcillas de braunlehm y sus alteraciones en las Canarias occidentales". An. Edaf. Agrob. 21: 189-208. 1961.

Supplement to Soil Classification System. (7 th Approximation). 1967.



# SOILS FROM MAZAMA VOLCANIC EJECTA IN OREGON USA 1/

ELLIS G. KNOX 2/

## INTRODUCTION

An explosive eruption of Mt. Mazama about 7000 years ago (Arnold and Libby, 1950; Rubin and Alexander, 1960; Preston et al., 1955; Randle et al., 1971) produced a widespread deposit of pumiceous lapilli and ash and led to the destruction of the volcano and the creation of Crater Lake (Williams, 1942). Material from this eruption has been identified in the provinces of British Columbia and Alberta, Canada, and in five of the United States (Powers and Wilcox, 1964; Fryxell, 1965; Westgate and Dreimanis, 1967) as much as 1000 km from the source. It has also been identified beyond the continental shelf in the Pacific Ocean near the mouth of the Columbia River (Nelson et al., 1968; Royse, 1967). In Oregon, the original deposit and deposits of relatively pure retransported Mazama material are thick enough to constitute the major parts of soil profiles (Harward and Youngberg, 1969). Soils formed dominantly in Mazama materials extend from south central Oregon to northeastern Oregon (Borchardt and Harward, 1971; Sinouson et al., 1969) and into southeastern Washington. This paper describes the major kinds of soils and their relationships.

According to Williams (1942), the Mazama ejecta is very largely dacite pumice, consisting of very porous glass with crystals of zoned plagioclase, hypersthene, augite, amphibole, and magnetite and with only a minor amount of lithic fragments. The silica content is about 70 percent; alumina about 15 percent (Williams, 1942; Powers and Wilcox 1964).

### Morphology and Setting

The soils and portions of soils formed in this material have a number of features in common. Horizons are weakly developed, that is the profiles show only slight changes with depth. Light colors predominate. Horizons darkened by organic matter are thin in forested areas and are not dark as horizons of associated soils in grassland. The horizons are either structureless or have only weak structure. Clay

content is low. The horizons are loose or soft when dry; loose or very friable when moist; and nonsticky or slightly sticky and nonplastic or slightly plastic when wet. Bulk density is low enough that hand specimens feel light in weight in the hand.

Differences among the soils are illustrated by descriptions according to the Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951; Castillo, 1965) from representative sites (Table 1) (Figure 1) and are expressed by the soil series as recognized by the National Cooperative Soil Survey. Ranges of elevation, precipitation, and temperature are given in Table 2. At higher elevations, the precipitation is largely snow. In all cases, summers are dry.

### Site 1

The soils of the Lapine series are mostly to the east and north and within 80 km of Crater Lake. The Lapine soils have formed in a thick deposit of Mazama ejecta presumed to be essentially in place. The material consists largely of pumice fragments coarser than 2 mm, ranging up to 30 or 40 mm. Sand particles

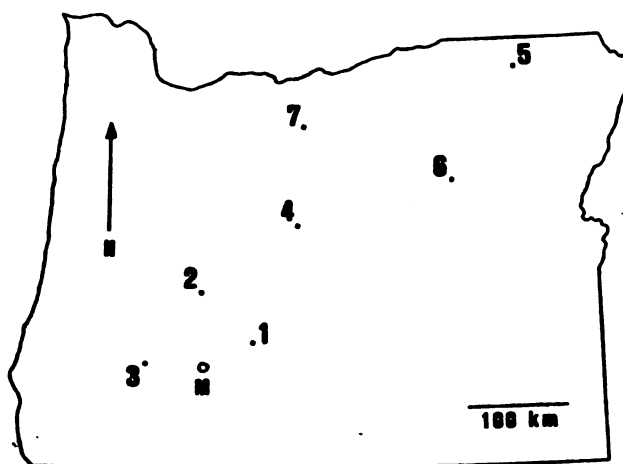


Figure 1. Map of Oregon showing crater Lake at the site of Mount Mazama (M) and location of soil sites.

1/ Technical Paper N° 3347, Agricultural Experiment Station, Oregon State University, Corvallis, 97331, USA.

2/ Professor of Soil Science, Oregon State University, Corvallis.

are mostly crystals and rock fragments. There is very little silt or clay. These are on a high plateau and the slopes that rise above it. They support coniferous forest vegetation consisting of an overstory of *Pinus ponderosa*, in some places accompanied or replaced by *Pinus contorta*, *Pinus lambertiana*, and *Abies concolor*, and a variable understory of shrubs (*Arctostaphylos*, *Ceanothus*, and *Purshia* species), herbs, sedges, and grasses (Dryness and Youngberg, 1966). The Lapine profile consists of 0 and A1 horizons of organic matter accumulation and an AC horizon (or B horizon) of mild weathering marked by intensification of color and partial disintegration of pumice fragments.

Soils geographically associated with the Lapine soils, and similar in sequence of horizons, differ in composition and thickness of the Mazama materials due to differences in transportation and deposition. The Shanahan soils are very similar except that the depth through the pumice deposit to older, buried material is less than 100 cm. They tend to be further from the volcanic source or on steeper slopes. The Maklak soils are closer to the volcanic source than Lapine soils and contain a significant proportion of red scoria and other lithic fragments. The Steiger and Skellock soils have formed in material deposited as glowing avalanches (pumice flows or lahars). These soils contain more sand and a smaller proportion of fragments coarser than 2 mm than Lapine soils, presumably because of abrasion of the pumice during transportation. The Sycan soils have formed in sandy alluvium derived from the pumice deposit.

Wet soils that are geographically associated with the Lapine soils and developed in pumiceous materials include the Chock, Kirk, Tutni, and Wickiup soils.

#### Site 2

Soils like those at the Fuji site are comparable to Shanahan soils in depth and composition of the pumice deposit, but they differ from the Shanahan, Lapine, and related soils in kind and sequence of horizons. They have a thin but distinct Podzol profile, apparently in response to relatively high precipitation and dense cover of coniferous forest. The trees are mainly *Tsuga mertensiana*, *Abies amabilis*, and *Pinus monticola* and the principal shrubs and herbs include species of *Rhododendron*, *Vaccinium*, *Gaultheria*, and *Xerophyllum*.

#### Site 3

Within from 20 to 60 km from the volcanic

source, but in the direction opposite from the thick, coarse-textured mantle deposited by direct air fall, Crater Lake soils have formed in thick, ashy deposits on stream terraces. The great thickness (greater than 3 or 4 m) of pure, ashy alluvium suggests that it was transported and deposited in its present location almost immediately after the primary deposition of the Mazama eruption. The dense forest vegetation includes large coniferous trees (*Pseudotsuga menziesii*, *Libocedrus decurrens*, *Pinus lambertiana*, *Pinus ponderosa*, *Tsuga heterophylla*), smaller trees and shrubs (species of *Castanopsis*, *Arbutus*, *Cornus*, *Salix*, and *Corylus*), and many species of lesser shrubs and herbs. The horizon sequence is very similar to that of the Lapine soils with allowances for the great difference in particle size. The B horizon of the Crater Lake soils is directly comparable to the AC horizon of the Lapine soils.

#### Site 4

The Deschutes soils are from 140 to 180 km northeast of Crater Lake on a semi-arid plateau with shrub-grass vegetation. The natural vegetation apparently consisted of *Artemisia tridentata* as the dominant shrub, widely scattered small trees of *Juniperus occidentalis*, and various grasses and herbs. The Mazama ejecta at this distance from the source was largely ash rather than lapilli and the soils are sandy rather than gravelly. The Deschutes soils show apparent enrichment in lithic fragments relative to the original Mazama deposit. Basaltic grains are more common than pumice grains in the sand fraction. Possibly fragments of the underlying lava or additions of lithic ash have been mixed with the pumiceous Mazama ash. The moderately dark colors of the very weakly differentiated Deschutes profile probably result from this content of dark lithic grains as much as from the organic matter accumulated from the grass vegetation.

#### Sites 5 and 6

Beyond a distance of about 180 km from the volcanic source, the ejecta is dominantly fine ash (fine sand and finer). The local distribution of the fine ash is strongly correlated with vegetation and slope aspect. Soils in the fine ash are almost exclusively under forest and accordingly, because of relationships with precipitation and temperature at elevations above 900 m. Almost all south-facing slopes steeper than 10 percent have no identifiable covering of ash. These slopes have no trees or open stands of *Pinus ponderosa*. Deposits apparently overthickened by wind transportation following the original deposition are commonly found on



north-facing slopes. These areas have dense forest cover of *Abies grandis*, *Larix occidentalis*, *Pinus contorta*, and *Pseudotsuga menziesii*.

The most common ashy soils in this region are in the Helter and Tolo soil series in deposits from 50 to 100 cm in thickness, mostly on north-facing slopes, but also on some ridges and plateaus. Horizon sequence in the ash is similar to the Lapine and Crater Lake soils. In particle size, Helter and Tolo soils are slightly finer than Crater Lake soils and much finer than Lapine soils. Soil horizons buried by the ash are intermediate in texture. Boardtree soils are very similar except that the buried horizons are clayey. The soil at the Whiskey Flat site with less than 50 cm of ash, does not represent a large geographic area but it does represent some broad ridge tops and plateaus that have an ash layer of relatively uniform thickness. This layer may consist largely of ash deposited by direct air fall without excessive, secondary additions by wind transportation.

#### Site 7

Only traces of the fine ash are found in areas of steppe vegetation, mostly below an elevation of 900 m. Apparently, the original deposit was almost totally removed. Nevertheless, small areas of Walvan soils, formed in retransported ashy material, are scattered among extensive soils formed in loess. A system of wheat-fallow cropping has replaced the original grass vegetation in most areas of favorable slopes. Except for the presence of moderately dark colored surface horizons, the profile shows very little differentiation. The Cupper soils, at higher elevations and closer to the steppe-forest boundary, have surface horizons of lighter dry color and have horizons less than 100 cm in total thickness.

#### Classification

Classification (Soil Survey Staff, 1970; Knox, 1971; Maldonado, 1971) of the soils derived from Mazama ejecta is shown in Table 3. Classification of soil series is according to the National Cooperative Soil Survey. As expected of soils from glassy pyroclastic material, many of the soils are Andepts or Andaquepts in the Inceptisol order. However, because of differences in particle size, moisture status, or horizon sequence, some of the soils are Entisols, Aridisols, and Spodosols.

The Boardtree, Crater Lake, Cupper, Helter, Skellock, Tolo, Walvan, and Whiskey-like soils are Inceptisols by virtue of a cambic horizon. For example, the B horizons of the Crater Lake

profile have the required texture and depth for cambic horizon and, as evidence for alteration, show colors of higher chroma than the underlying C horizon. The same criteria are met by most of the other series. In the Walvan and Cupper series, the evidence for alteration required for cambic horizon lies in the absence or low content of carbonates in the cambic horizon and the accumulations of carbonates in the horizon below.

Within the Inceptisol order, these soils qualify as Andepts on the basis that silt, sand, and gravel fractions contain more than 60 percent of glassy volcanic ejecta (Norgren, 1962; Rai, 1971). According to unpublished data (Particle Size Distribution and Bulk Density of Soils from Volcanic Ash, Department of Soils, Oregon State University, November 20, 1970, assembled by B. L. Harris), the ashy horizons of five profiles including the Helter and Whiskey Flat site and three similar soils ranged from 0.60 to 0.80 g/cc in bulk density and from 3 to 7 percent in clay content. About 80 percent of the clay is amorphous (Borchardt et al., 1971; Chichester et al., 1969). Accordingly, they may also qualify as Andepts on the alternative basis of low bulk density and domination by amorphous clay.

Ashy horizons, from 25 to 100 cm depth, of three Tolo profiles show water retention at 15 atmospheres tension in the range from 6.5 to 11.2 percent (unpublished data of the Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture, Soil Survey Laboratory at Lincoln, Nebraska). All of the Andepts from Mazama material may be expected to be below the limit of 20 percent and therefore, in the absence of duripan or placic horizon, are restricted to the Vitrandept or Cryandept great groups. These great groups are separated on the basis of soil temperature as indicated below.

The Typic Vitrandepts and the Entic Cryandeps have light-colored horizons. The Walvan soils have darker surface horizons (mollic epipedon) developed under grass and are Mollic Vitrandepts. The Kirk soils, with mollic epipedon, evidence of wetness, and more than 60 percent of glassy ejecta within a depth of 35 cm, qualify as Mollic Andaquepts.

The Lapine, Maklak, Shanahan, Steiger, Sycan, and Wickiup soils are too coarse in texture to have any horizons that qualify as cambic horizons. Accordingly, they fall into the Entisol order. They all have sandy texture, but only Steiger and Sycan are Psammentes. The others are Orthents because they contain too much gravel (pumice fragments) or are too shallow

over finer materials to be Psammments and lack the evidence of alluvial deposition required of Fluvents. These soils are Cryopsammments and Cryorthents on the basis of soil temperature. The Wickiup soils show sufficient evidence of wetness to be Aquic Cryorthents. The other soils are Typic. No andic subgroups are provided in the Entisol order so it is only at the family level that the unique composition of these soils is indicated.

The Chock and Tutni soils are cold alluvial soils that lack the evidence of alteration required for cambic horizon and the dark colors required of mollic epipedon. The Chock soils are wet enough to be Cryaquents. The presence of glassy ejecta is recognized at the subgroup level. Andaqueptic Cryaquents. The Tutni soils are less wet and are Aquic Cryorthents.

Soils like that at the Fuji site are assumed to have a spodic horizon on the basis of the field morphology and the greater content of organic carbon in the B horizon than in the A2 horizon (Chichester et al., 1969). The amount of organic carbon in the B horizon, 4.2 percent, supports the placement in the Orthod suborder. Soil temperature is the basis for the great group.

The Deschutes soils are dry much of the year. They have cambic horizon on the basis of soil texture finer than loamy fine sand and the distribution of carbonates. These features, plus colors darker than typical for Aridosols, lead to their classification as Xerollic Camborthids. Even at the family level, the component of Mazama ejecta is not large enough to be recognized.

The soils from Mazama ejecta fall into three temperature classes as indicated by a few soil temperature measurements (by soil scientists of the Soil Conservation Service) supplemented by weather records and elevation relationships. The coldest soils, in cryic great groups, have mean annual soil temperature less than 8°C and mean summer temperature at 50 cm depth less than 15°C. At somewhat lower elevations, the soils that have mean annual soil temperature less than 8°C, but are warmer in the summer, are not in cryic great groups but are in frigid families. Soils with mean annual soil temperature warmer than 8°C are in mesic families.

Texture and mineralogy classes are combined for soils dominated by glassy ejecta or amorphous clay. For example, the Lapine soils are in a cindery family and Tolo soils in a medial family. On the other hand, the Deschutes

soils, with lesser influence of Mazama ejecta, are in a coarse-loamy, mixed family in which texture and mineralogy are specified separately. Likewise, the materials buried by ash or lapilli at depths less than 1 m are designated by both texture and mineralogy.

### Genesis

Trends of soil formation in Mazama ejecta are consistent with the soil forming factors: Soils under the influence of water table have colors of low chroma; well-drained soils have higher chroma. Soils that receive little precipitation contain carbonates; soils with higher precipitation do not. Soils under grass vegetation have thicker and darker surface horizons than soils under forest. Podzol characteristics have developed only under the most humid and coldest conditions and under vegetation that accumulates litter on the soil surface.

On the other hand, the progress of soil formation has been slow: Norgren (1962) observed slight weathering of glass but no weathering of crystals in thin surface horizons, less than 20 cm thick, and almost no weathering even of the glass in lower horizons in a Tolo profile. Rai (1971) reported microscopic grain counts of the 20 to 50 micron fraction from eight profiles of Helter and Whiskey-Flat-like soils. He found from 55 to 68 percent glass (one profile had only 36 percent) in surface horizons less than 20 cm thick and from 60 to 94 percent glass in lower horizons. Data assembled by B. L. Harris, cited previously, showed clay contents of from 3 to 7 percent in five profiles of Helter and Whiskey-Flat-like soils. Rai (1971) found clay contents in seven profiles of Helter and Whiskey-Flat-like profiles from 1 to 9 percent. Chichester et al., (1969) reported clay contents from 1 to 8 percent in three Lapine profiles and one Fuji like profile. Norgren (1962) estimated on the basis of microscopic study of thin sections that several horizons of a Tolo soil contained up to 20 percent plant opal. Rai (1971) counted from 2 to 3 percent opal in grain mounts of the 20 to 50 micron fraction of surface horizons from eight Helter and Whiskey-Flat-like profiles.

Thus, the low clay contents, the high glass contents, the apparent weathering of some glass primarily in surface horizons, and the apparent release of silica as indicated by the accumulation of plant opal, cryic or frigid soils, indicate that the Mazama deposits have been only modestly altered in the course of 7000 years. These soils receive from about 450 mm to about 900 mm of precipitation per year, ranging up to 1500 mm at the Fuji site. They

support forest vegetation and they contain no carbonates. The degree of weathering does not seem to be greater under the highest precipitation (Fuji site). Accordingly, water does not seem to be the sole factor that has limited the amount of weathering. Temperature and moisture in combination do offer a possible explanation for the lack of strong weathering. Mean annual soil temperatures are below 8°C and warmer periods in the summer coincide with the periods of maximum dryness. Thus, low temperatures, and even frozen conditions, during the seasons when moisture is available may account for the limited weathering in these soils.

The Deschutes, Walvan, and Cupper soils are warmer but they are also drier and show no more weathering than the soils considered above. They receive too little precipitation to support forest vegetation and are not leached of carbonates.

The Crater Lake soils offer a test of the influence of temperature and moisture on the alternation of Mazama material. They receive ample precipitation to support an abundant forest vegetation and they are relatively warm. Nevertheless, the field morphology indicates no more weathering than in the colder or drier soils. The Crater Lake soils, then, suggest that the Mazama ejecta is intrinsically resistant to weathering due to its dacite composition and high silica content.

On the other hand, personal communications (Marvin Dudas, Joel Norgren) suggest that the Mazama ejecta has been weathered in some sites with abundant water seepage or from a seasonal but not permanent water table.

#### Land Use

Use of the most extensive soils is strongly limited by low soil and air temperatures. The cryic soils (Cryaquent, Cryorthod, Cryandept, Cryorthent, and Cryopsamment great groups) are too cold for most agricultural crops. Even hardy forage crops are strongly limited. The temperature problem is accentuated by the low thermal conductivity and heat capacity of Lapine soils (Cochran et al., 1967). Some of these soils are also limited by slope (Helter soils), gravel content (Lapine, Maklak, Shanahan, and Wickiup soils), sandy texture (Lapine, Maklak, Shanahan, Steiger, Sycan, Wickiup, and Fuji-like soils), and wetness (Chock, Tutni, and Wickiup soils). These cryic soils are almost entirely in forest and provide an important part of Oregon's wood production. The Lapine and Shanahan soils are especially

important because of their great extent in one large contiguous area and their low slope gradients that facilitate road construction and other practices of forest management and harvest. They also produce *Pinus ponderosa*, one of the most desirable species. The natural vegetation of the cryic soils includes some species useful as forage or browse for livestock and game animals. Because of their low temperatures and relatively high precipitation, these soils accumulate soil moisture and snow cover that contribute to the summer stream flow used for irrigation of soils in lower and dryer areas.

The frigid soils are somewhat less limited by temperature. Some wheat is produced on Tolo soils with favorable slopes. Nevertheless, because of temperature and slope, mostly over 20 percent, Tolo and Boardtree soils are mostly under forest and used for wood production, grazing, hunting, and water supply. Kirk soils are nearly level, but wetness and high gravel content restrict their use to pasture in most cases.

The mesic soils (Deschutes, Walvan, Cupper, and Crater Lake soils) are warm enough for a variety of crops.

The Deschutes soils, without irrigation, are too dry for cultivated crops. The natural steppe vegetation is easily deteriorated by overgrazing and most dryland areas produce very little forage. With irrigation, alfalfa and other forages, potatoes, legume seeds, wheat, barley, and mint oil have been grown. Slopes are mostly favorable, but the soils are more shallow and sandier than desirable. Some Deschutes soils are stony.

Walvan soils are deep and nonstony and have moderate slope gradients and favorable texture. They have precipitation sufficient for dryland production of wheat, at least in alternate years in combination with summer fallow. Like the surrounding soils from loess, they are used for wheat that is seeded in the fall and harvested the next summer to take advantage of the winter precipitation. Some Cupper soils are used for wheat in the same way. Steeper areas, in natural steeper vegetation, are used for grazing.

The Crater Lake soils occupy small areas in narrow valleys within forested regions. They are used for forestry even though there is no apparent obstacle to their use for cultivated crops.

The extensive, deep soils in coarse pumice are almost surely less favorable for plant

growth than the soils that were buried. Otherwise, the deposit probably has been beneficial, primarily by adding to the depth of soil available for rooting and increasing the water holding capacity of the profile. These factors are particularly important where the buried soils were stony or shallow to bedrock. In some zones of marginal precipitation, they may enable the soils to support forest rather than steppe vegetation. Except for the soils from glowing avalanche deposits and deep alluvial deposits, the influence on slope has been minor, but in the direction toward lower and more uniform gradients. In most cases, the Mazama ejecta buried soils that were relatively fertile and the soils from the ejecta do not represent a notable improvement in nutrient supply. Soils that received a deposit too thin to form a discrete layer have not been included in this paper. Where these soils are acid and leached, the Mazama deposit may have provided a significant contribution of nutrients.

On balance, the beneficial effects of the de-

posit probably outweigh the detrimental effects. In any event, soil-vegetation relationships, land use potentials, and soil management problems were significantly altered over the vast area of the Mazama deposit.

#### ABSTRACT

Soil from the pumiceous, dacitic volcanic ejecta produced by the eruption of Mt. Mazama about 7000 years ago have weakly differentiated horizons and range in texture from very gravelly coarse sand in south central Oregon to silt loam in northeastern Oregon. They are mostly cryic or frigid Andepts, Orthents, or Psamment, with some Orthods, Orthids, Aquents, and aquepts and some mesic soils. The glass has resisted alteration in part at least because of low temperatures and lack of moisture. Use of most of the soils is severely restricted by low temperatures, although they support productive forests. Soils of the Mazama deposit are significantly different in use and management from the soils that were buried.

TABLE 1. Morphology of soils from Mazama ejecta.

Horizon	Depth cm	Dry Color	Moist Color	Texture	Structure	Consistence d m p s
<b>Site 1. Lapine series; 43°11'N, 121°28'W; 28 August, 1956.</b>						
O1	1 — 0					
A1	0 — 5	10YR 5/2	10YR 3/2	cosl	1 f gr	1 1 0 0
AC	5 — 18	10YR 6/3	10YR 4/4	glcos	0	1 1 0 0
C1	18 — 71		10YR 6/3 & 10YR 6/6	vgcos	0	0 0 0 0
C2	71 — 132		2.5Y 7/3	vgcos	0	0 0 0 0
IIBb	132 — 180+		7.5YR 4/4	fsl	1 f sbk	2 1 1
<b>Site 2. Fjui site; 43°37'N, 122°07'W; 6 July, 1959.</b>						
O1, O2	2 — 0					
A2	0 — 3	10YR 7/1	10YR 5/2	lcos	0	1 0 0
B2lr	3 — 13		10YR 5/6	lcos	0	1 0 0
B3	13 — 45		10YR 7/2 & 7.5YR 5/8	gcos	0	1 0 0
IIC	45+		10YR 4/4	sl	1 f sbk	1 0 0
<b>Site 3. Crater Lake series; 42°58'N, 122°53'W; 23 September, 1971.</b>						
O1	5 — 0					
A1	0 — 7	10YR 5/2	10YR 3/2	1	0	1 1 0 0
B2	7 — 30	10YR 6/3	10YR 4/4	fsl	0	1 1 0 0
B3	30 — 65	10YR 7/2	10YR 5/3	fsl	0	1 1 0 0
C	65 — 100+	10YR 7/1	10YR 6/2	fsl	0	1 1 0 0
<b>Site 4. Deschutes series; 44° 17'N, 120°54'W; 21 March, 1955.</b>						
A1	0 — 12	10YR 5/2	10YR 3/3	sl	1 vf pl	0 1 0 0
B1	12 — 38		10YR 4/3	sl	1 c pr	1 0 0
IIB2	38 — 64		10YR 3/3	sl	1 c sbk	2 1 1
IIB3	64 — 80		10YR 3/3	sl	1 c sbk	1 1 1
IICm	80 — 85		10YR 5/4 & 10YR 8/3			
IIR	85+	Basalt rock				
<b>Site 5. Helter series; 45°45'N, 118°02'W; 25 September, 1966.</b>						
O1, O2	3 — 0					
A1	0 — 5		10YR 3/3	sil	1 vf gr	1 1 0 0
B2	5 — 25	10YR 5/4	10YR 4/4	sil	0	1 1 0 0
B3	25 — 70	10YR 7/3	10YR 5/3	sil	0	1 1 0 0
IIBb	70 — 110+		10YR 4/4	sil	2 vf sbk	3 1 1
<b>Site 6. Whiskey Flat Site; 44°41'N, 118°54'W; 29 September, 1966.</b>						
O1	1 — 0					
A1	0 — 2		10YR 3/3	sil	2 vf gr	1 1 0 0
B21	2 — 15	10YR 6/3	7.5YR 4/4	sil	1 vf gr	1 1 0 0
B22	15 — 45	10YR 6/4	10YR 4/4	sil	1 vf gr	1 1 0 0
IIBb	45 — 55		5YR 3/3	cl	2 vf sab	3 2 2
IIR	55+	Basalt or andesite rock				
<b>Site 7. Walvan series; 45°12'N, 120°48'W; 8 October, 1959.</b>						
Ap	0 — 18		10YR 3/2	sil	1 c pl	2 2 1 1
A12	18 — 28		10YR 3/3	sil	1 c pl	2 2 1 1
C1	28 — 45		10YR 3/3	sil	0	2 1 1
C2	45 — 80		10YR 4/2	1	0	2 1 1
C3	80 — 120+		10YR 4/3	1	0	2 1 1

TABLE 1. Morphology of soils from Mazama ejecta - continued.

Horizon	Depth cm	Dry Color	Moist Color	Texture	Structure	Consistence d m p s
<b>Abbreviations:</b>						
<b>Texture</b>		<b>Structure</b>				
cl	clay loam	0	structureless			
sil	silt loam	1	weak			
l	loam	2	moderate			
sl	sandy loam	vf	very fine			
cosl	coarse sandy loam	f	fine			
fsl	fine sandy loam	c	coarse			
lcos	loamy coarse sand	gr	granular			
cos	coarse sand	sbk	subangular blocky			
g	gravelly	pl	platy			
vg	very gravelly	pr	prismatic			
<b>Consistence</b>						
	d	m	p	s		
0	loose	loose	nonplastic	nonsticky		
1	soft	very friable	slightly plastic	slightly sticky		
2	slightly hard	friable	plastic	sticky		
3		firm				

TABLE 2. Estimated ranges of elevation, precipitation, and mean annual air temperature for soils from Mazama ejecta.

Soil series and sites	Elevation m	Precipitation mm	Temperature °C
Boardtree	1000 — 1300	450 — 650	5 — 7
Chock	1250 — 1400	450 — 600	5 — 6
Crater Lake	400 — 1000	1000 — 1500	9 — 11
Copper	600 — 1100	300 — 450	8 — 10
Deschutes	750 — 1100	200 — 250	8 — 9
Fuji site	1250	1500	4
Helter	1200 — 2100	550 — 950	3 — 6
Kirk	1250 — 1400	400 — 600	5 — 6
Lapine	1300 — 2000	400 — 900	4 — 6
Maklak	1300 — 2200	750 — 1500	2 — 6
Shanahan	1300 — 2000	350 — 900	4 — 6
Skellock	1300 — 1500	450 — 900	5 — 6
Steiger	1300 — 1800	500 — 1200	4 — 6
Sycan	1250 — 1500	400 — 450	5 — 6
Tolo	900 — 1300	450 — 700	5 — 7
Tutni	1300 — 1800	500 — 1200	4 — 6
Walvan	350 — 1000	250 — 350	8 — 11
Whiskey Flat site	1670	650	5
Wickiup	1300 — 1700	450 — 750	5 — 6

TABLE 3. Classification of soils from Mazama ejecta.

Soil series and sites	Family		
	Subgroup	Great group	
Boardtree	Typic	Vitrandept,	medial over clayey, mixed, frigid
Chock	Andaqueptic	Cryaquept,	medial, nonacid
Crater Lake	Typic	Vitrandept,	medial, mesic
Copper	Typic	Vitrandept,	medial over loamy, mixed, mesic
Deschutes	Xerollic	Camborthid,	coarse-loamy, mixed, mesic
Fuji site	Typic	Cryorthod,	ashy over loamy, mixed
Helter	Entic	Cryandept,	medial over loamy, mixed
Kirk	Mollic	Andaquept,	cindery, nonacid, frigid
Lapine	Typic	Cryorthent,	cindery
Maklak	Typic	Cryorthent,	cindery
Shanahan	Typic	Cryorthent,	ashy over loamy, mixed
Skellock	Entic	Cryandept,	medial over cindery
Steiger	Typic	Cryopsamment,	ashy
Sycan	Typic	Cryopsamment,	ashy
Tolo	Typic	Vitrandept,	medial over loamy, mixed, frigid
Tutni	Aquic	Cryorthent,	ashy
Walvan	Mollic	Vitrandept,	medial, mesic
Whiskey Flat site	Entic	Cryandept,	medial over loamy, mixed
Wicklup	Aquic	Cryorthent,	cindery

## REFERENCES

- Arnold, J. R. and W. F. Libby. 1950. Radiocarbon dates. *Science* 113: 111-120.
- Borchardt, G. A. and M. E. Harward. 1971. Trace element correlation of volcanic ash soils. *Soil Science Society of America Proceedings* 35: 626-631.
- Borchardt, G. A. M. E. Harward, and E. G. Knox. 1971. Trace element concentration in amorphous clays of volcanic ash soils in Oregon. *Clays and Clay Minerals* 19: 375-382.
- Castillo, J. B. (translator). 1965). *Manual de Levantamiento de Suelos*. Ministerio de Agricultura y Cría, Caracas, Venezuela. See also: FAO. *Guía para la descripción de perfiles de suelo*. MI/70805. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación. Dirección de Fomento de Tierras y Aguas. Roma, Italia.
- Chichester, F. W., C. T. Youngberg, and M. E. Harward. 1969. Clay mineralogy of soils formed on Mazama pumice. *Soil Science Society of America Proceedings* 33: 115-120.
- Cochran, P. H., L. Boersma, and C. T. Youngberg. 1967. Thermal properties of a pumice soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 31: 454-459.
- Dryness, C. T. and C. T. Youngberg. 1966. Soil-vegetation relationships within the ponderosa pine type in the central Oregon pumice región. *Ecology* 47: 122-138.
- Fryxell, Roald. 1965. Mazama and Glacier Peak volcanic ash layers: relative ages. *Science* 147: 1288-1290.
- Harward, M. E. and C. T. Youngberg. 1969. Soils from Mazama ash in Oregon: identification, distribution and properties. *Pedology and Quaternary Research Symposium*, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada.
- Knox, E. G., 1971. Criterios para clasificación de suelos según la Séptima Aprobación en las tres categorías superiores. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, Publicación Miscelánea Nº 78.
- Maldonado P., Fausto. 1971. La adaptación al castellano de los nombres usados en la 7a. Aproximación. *Ibid.*
- Nelson, C. H., L. D. Kulm, P. R. Carlson, and J. R. Duncan. 1968. Mazama ash in the northern Pacific. *Science* 161: 47-49.
- Norgren, J. A. 1962. Thin-section micromorphology of eight Oregon soils. M. S. thesis, Oregon State University, Corvallis.
- Fowers, H. A. and R. E. Wilcon. 1964. Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Peak. *Science* 144: 1334-1336.
- Preston, R. S., Elaine Person, and E. S. Deevey. 1955. Yale Natural Radiocarbon measurements II. *Science* 122: 954-960.
- Rai, Dhanpat. 1971. Stratigraphy and genesis of soils from volcanic ash in the Blue Mountains of eastern Oregon. Ph. D. thesis, Oregon State University, Corvallis.
- Randle, K., G. G. Golez, and L. R. Kittlement. 1971. Geochemical and petrological characterization of ash samples from Cascade Range volcanoes. *Quaternary Research* 1: 261-282.
- Royse, C. F. 1967. Mazama ash from the continental slope off Washington. *Northwest Science* 41: 103-109.
- Rubin, Meyer and Corrine Alexander. 1960. U. S. Geological Survey radiocarbon dates V. *American Journal of Science*. Radiocarbon Supplement 2: 129-185.
- Simonson, G. H. and others (varies by drainage basin). 1969. General soil map report with irrigable areas. Deschutes, John Day, Umatilla, Grande Ronde, Powder, Goose and Summer Lakes, Klamath, and Rogue Drainage Basins. Appendices 1-5, 6, 7, 8, 9, 13, 14, and 15, Oregon's Long-Range Requirement for Water. Oregon Water Resources Board, Salem.
- Soil Survey Staff. 1951. *Soil Survey Manual*. U. S. Department of Agriculture Handbook Nº 18. Government Printing Office, Washington. Pages 173-188 revised 1962.
- Soil Survey Staff. 1970. Selected chapters of the unedited text of *Soil Taxonomy*. U. S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington.
- Westgate, J. A. and A. Dreimanis. 1967. Volcanic ash layers of Recent age at Banff National Park, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 4: 155-161.
- Williams, Howell. 1942. The géology of Crater Lake National Park, Oregon. Carnegie Institute of Washington Publication Nº 540.



# CLASIFICACION NUMERICA DE ALGUNOS SUELOS COSTARRICENSES DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS

Por. JUAN B. CASTILLO★

## 1. — INTRODUCCION

La taxonomía numérica ha sido definida como la evaluación numérica de afinidades o semejanzas entre unidades taxonómicas y el ordenamiento de clases de estas unidades con base en sus afinidades (10).

Las ideas en que se fundamenta la clasificación numérica han sido definidas así: (9)

- a) La taxonomía ideal es aquella en que los taxa tienen el mayor contenido de información de las características.
- b) En la definición de clases naturales todo carácter tiene igual peso.
- c) La semejanza total es una función de la proporción en propiedades comunes.
- d) La afinidad se trata independientemente de la historia de la evolución de una especie o grupo, es decir, de su filogenia.

La ventaja más resaltante del método numérico de clasificación parece ser su repetibilidad y objetividad. El amplio uso de medidas cuantitativas debe aumentar notablemente la exactitud de la taxonomía. (5)

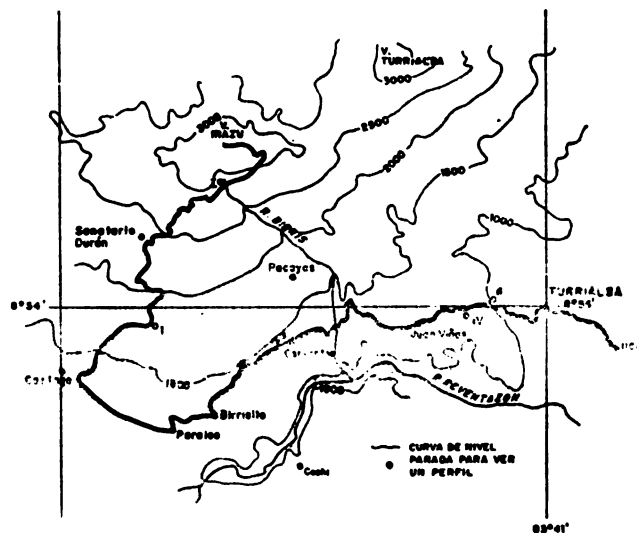
La aplicación de clasificación numérica a los suelos presenta particulares problemas debidos al grado muy diverso de anisotropía que presentan suelos de diversa madurez o desarrollo. Suelos de muy poco desarrollo pedogénico presentan perfiles poco o nada diferenciados hasta profundidades que pueden sobrepasar un metro, o más, como son los suelos en depósitos aluviales o de cenizas volcánicas recientes. En el otro extremo se encuentran suelos con perfiles altamente desarrollados que pueden haber sido formados a partir también de depósitos aluviales o de cenizas volcánicas del pleistoceno inferior, por ejemplo, o de otros tipos de materiales.

La posibilidad de aplicación de clasificación numérica a los suelos y los problemas que surgen en tal aplicación han sido tratados por varios autores (1, 4, 8) quienes han sugerido soluciones diversas: comparación de horizontes A<sub>1</sub> con horizontes A<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, con B<sub>2</sub>, etc. Algu-

nos han empleado la comparación de cada horizonte de un suelo contra todos los horizontes de los demás (26); otros han hecho comparaciones de un horizonte con tres del otro suelo, uno a similar profundidad y los otros dos ubicados arriba y abajo del primero (4). La aplicación de cualquiera de las dos soluciones anteriores conduce a una apreciable pérdida de tiempo, pues muchas de las comparaciones, aunque fuesen significativas, no tienen ningún valor práctico.

Los problemas principales, surgen pues, al comparar suelos con muy diverso grado de anisotropía, pero se simplifican cuando presentan grados similares de anisotropía, pues las comparaciones entre horizontes son más fáciles de hacer y tienen, por otro lado, gran validez.

El presente trabajo tiene como objeto clasificar numéricamente 5 suelos costarricenses derivados de cenizas volcánicas, todos ubicados geográficamente cerca, en un área relativamente pequeña (Fig. 1) y con un grado de desarrollo parecido. Como estos suelos han sido previamente clasificados en la 7a. Aproximación (6, 7) se hace referencia a la homogeneidad con que en dicha clasificación son agrupados los suelos del estudio. Un objeto adicional es el de contribuir en alguna forma a dar a conocer un método que puede ser de utilidad pa-



\* Profesor de Edafología de la Facultad de Ciencias Forestales de la Universidad de Los Andes, Mérida Venezuela.

ra valorar el grado de parecido dentro de los grupos y entre ellos de una clasificación cualquiera.

## 2. — MATERIALES Y METODOS

Los 5 suelos comparados han sido descritos por Knox y Maldonado (6) los distinguidos con los números I y IV y por Luzuriaga (7) los distinguidos con los números 1, 4 y 5. Su ubicación se señala en la Fig. 1.

La elección de estos suelos se hizo en base a que de ellos se tenía descripciones susceptibles de ser utilizadas según los requisitos de la clasificación numérica, esto es, cuantificación comparable de un alto número de variables.

Las características de los suelos y su clasificación en la 7a. Aproximación se incluyen en el Cuadro 1 Características de los Suelos. Clasificación en la 7a. Aproximación.

El método empleado para la clasificación numérica incluyó los pasos siguientes:

a) Elección de características.  
Se eligieron las características a ser utilizadas en las comparaciones entre suelos como se muestra en el Cuadro 2.

b) Valoración de las características no continuas.

Como las características utilizadas en las descripciones de los suelos son de diversa naturaleza (8): dicótomas (presencia o ausencia de una característica), sin rango con varios estados (tipo de estructura), con rango y varios estados (tamaño de los pedos) y de variación continua, (% de saturación de bases) es necesario hacer todas esas propiedades comparables. Para lograrlo se debe, en primer término, asignar valores cuantitativos, más o menos arbitrarios, a todas aquellas características que no son de variación continua. El Cuadro 3 incluye esos valores, con pequeñas adiciones a uno ya usado anteriormente (2).

c) Transformaciones de perfiles.

Dada la imposibilidad de comparar los suelos con base a los horizontes A, B y C, pues en unos suelos se reportan unos que no aparecen en los otros, y en vista del bajo grado de anisotropía de estos suelos —Inceptisoles en la 7a. Aproximación—, se eligió un espesor de suelo de un metro, dividido en estratos de 0 a 25 cm., 25 a 50 cm., 50 a 75 cm. y 75 a 100 cm. de profundidad. Luego se procedió a ponderar las diver-

sas características del perfil para esos espesores y se preparó el Cuadro 4 partiendo de los valores originales de las propiedades en el Cuadro 1 y utilizando para algunas de ellas los valores del Cuadro 2 tal y como lo usó por Castillo (2).

Los conceptos de ponderación de propiedades en capas de suelo son utilizados en cierto grado en la 7a. Aproximación (12): se usan por ejemplo en las determinaciones de algunos horizontes mólicos o úmbricos y para establecer las características de la sección de control", definida, en términos generales, como una sección comprendida entre los 25 y los 100 cm. de profundidad.

d) Valores lineales de las propiedades.

Para llegar a hacer posibles las comparaciones entre los suelos y el establecimiento de semejanza entre ellos se procedió luego a dar valores a las características del Cuadro 4 en una escala de 0 a 100, tal y como lo usó por Hole e Hironaka (5). Por este medio, se asigna "0" cero al valor más bajo de una propiedad en una capa dada y 100\* al más alto. Los valores intermedios reciben una valoración proporcional. En el Cuadro 3 las columnas de cada propiedad se subdividen en 2 columnas, A y B, la primera incluye los valores ponderados para capas de 25 cm. de espesor y la segunda los valores de las propiedades en la escala 0 a 100.

e) Cálculo de los índices de semejanza.

Los valores lineales correspondientes a cada perfil y a cada una de sus capas son ordenados en la forma indicada en el Cuadro 4 y se hacen las sumatorias que se llaman 1, 2, 3, etc. según el número, o letra, con que se haya designado al suelo. Luego se compara cada característica de un suelo con la similar de los demás y de cada una de estas comparaciones se obtiene un valor menor. Con todos los valores menores obtenidos en estas comparaciones se forman columnas distinguidas como 1-4, si son el resultado de la comparación entre los suelos 1 y 4 ó 4—5, 5—6, etc. tal como lo indicado en el Cuadro 5.

El cálculo del índice de semejanza se hace aplicando la fórmula (10):

$$\frac{IS}{AB} = \frac{2w}{A + B}$$

donde:

\* También se pueden usar valores entre 0 y 1.

$I_{AB}$  = índice de semejanza entre las unidades A y B, ó 1 y 2, 5 y 6, etc.

$$r'_{qQ} = \frac{O_{q'Q'}}{q \times Q}$$

A y B = sumatorias de las características de los valores linealizados de cada perfil.  
 w = sumatoria de la columna resultante de las comparaciones. Una vez obtenidos los índices de semejanza, son tabulados en forma de matriz (Cuadro 5).

Donde:

$r'_{qQ}$  = relación entre las unidades o grupos de q y Q; valores transformados al seno inverso.

f) Agrupamiento.

Se utilizó para el agrupamiento de los suelos según su semejanza, el método del grupo par no ponderado de Sokal y Sneath (10). En este método en cada ciclo de agrupamiento se unen únicamente las dos unidades o grupos de ellas más altamente correlacionadas, con mayor parecido entre sí. Por lo tanto resultan tantos ciclos de agrupamiento como unidades iniciales se tenga menos uno, y en cada ciclo se produce una nueva matriz de coeficientes o índices de semejanza pues las uniones producen cambios en las relaciones de semejanza entre las unidades o grupos relacionados con el nuevo grupo. Además del método no ponderado, que utiliza para efecto de comparaciones los valores de la primera matriz, existe el grupo ponderado, en el que el agrupamiento se hace considerando la matriz inmediata anterior.

$O_{q'Q'}$  = suma de las correlaciones transformadas de las unidades de los grupos q y Q

q = número de unidades de un grupo.

Q = número de unidades del otro grupo.

Una vez calculadas las correlaciones con los valores transformados, se vuelve a la dimensión original de coeficientes de semejanza, utilizando la misma Tabla A. 10 de Steel y Torrie (11).

g) Construcción del dendrograma.

Con los resultados obtenidos por medio del agrupamiento se puede construir una representación gráfica de la semejanza, que por su aspecto ramificado, es llamada dendrograma.

El uso del grupo par es particularmente recomendado por Sokal y Sneath dada la facilidad de su programación para computadoras de mediana velocidad.

3. — RESULTADOS Y DISCUSION

Como antes dicho, es necesario recalcular la semejanza al final de cada ciclo de agrupamiento. Para ello se utilizó el método de los promedios aritméticos por su mayor facilidad cuando los cómputos se hacen con máquinas calculadoras de escritorio, como es el caso presente, y cuando el número de unidades a comparar es pequeño. Otro método es la Suma de variables de Spearman (10).

El Cuadro 5 incluye la matriz de semejanza original y las cuatro matrices con valores transformados al seno inverso. En cada caso aparecen las operaciones que condujeron al cálculo del agrupamiento, aplicando la fórmula de los promedios aritméticos indicada antes. En cada ciclo se unen las unidades o grupos de mayor parecido entre sí.

El método de los promedios aritméticos hace necesario transformar los valores de los coeficientes de semejanza a valores de z de Fisher o al seno inverso ( $\text{seno}^{-1}x$ ). Este último procedimiento es más sencillo y para ello se puede aplicar la Tabla A. 10 de Steel y Torrie (11).

Los suelos con la más alta semejanza en el grupo estudiado resultaron ser los distinguidos como 4 y 5, cuyo parecido llegó al 71,60%. Estos suelos a nivel de Serie son denominados Birrisito y Cervantes, respectivamente, y se encuentran a una elevación sobre el nivel del mar de 1000 m. el primero y 1300 m. el segundo; el clima en la faja altitudinal en que se encuentran es prehumedo, con precipitación promedio anual superior a los 2200 mm. y temperaturas anuales promedio de 19°C en adelante. Al primer anterior se agrega luego el suelo IV, formando un grupo cuya semejanza descende en 5,45% para situarse en 65,15%. Este suelo ha sido como el 4. también designado como perteneciente a la Serie Birrisito, aunque pertenece a un

El procedimiento queda indicado por medio de la siguiente fórmula:

subgrupo de la 7: Aproximación —óxico— diferente al suelo 4 —que es típico— lo cual hace que necesariamente sean dos series diferentes. El suelo IV se encuentra a 1200 m. de altitud y presenta características de precipitación y temperatura muy próximas a las de los suelos 4 y 5.

En un tercer ciclo de agrupamiento se une a 4—5—IV el suelo 1, que se encuentra a 1700 m. de altitud, con precipitación y temperatura anuales promedio que descienden a 1179 mm. la primera y 17°C la segunda. La semejanza de los suelos dentro del grupo desciende 9.42% y se sitúa en un promedio de 55.73%. Finalmente se une el suelo I, ubicado a 2900 m. de elevación, con clima cuya precipitación anual promedio ha sido estimada en 2000 mm. y temperatura, también anual promedio, estimada en 9°C. La unión del suelo I al grupo 4—5—IV—1 provoca un descenso de la semejanza promedio en 12.20% y baja para el grupo de los 5 suelos a 42,43%.

La semejanza de los suelos estudiados analizada como descrito anteriormente, parece estar relacionada con la altitud-clima-vegetación natural; también se observa cierta relación con la distancia al principal productor de material originario de estos suelos, el Volcán Irazú, lo cual puede apreciarse en la Fig. 1.

El proceso de agrupamiento y las relaciones de semejanza pueden ser observadas en el dendrograma de la Fig. 2 que es una forma bidimensional de mostrar esas relaciones. También se pueden utilizar gráficos multidimensionales, pero ello resulta bastante más complejo (5).

La clasificación en la 7a. Aproximación, hasta nivel de familias por textura-mineralogía y por temperatura fue según los respectivos autores, la siguiente:

- Suelo 1, Dystrandept típico, medial, isotérmico
- " 4, " hídrico, tixotrópico, Isohipertérmico
- " 5, " típico, medial, isotérmico
- " I, Vitrandept úmbrico, medial\*, isoméxico.
- " IV, Dystrandept óxico, medial\*, isobipertérmico.

\* Se usó el término "medial" usado por Flach (3) en vez del "ashy" de Knox y Maldonado (6).

Si se utilizan los valores de la matriz transformada al seno inverso del Cuadro 5, se obtendrían los siguientes valores promedio de semejanza para las uniones de los 5 suelos en la 7a. Aproximación:

- 1 con 5: ambos Dystrandept típico, medial, isotérmico = 60,0%
- 1-5, IV: a los anteriores se une IV, Dystrandept óxico, medial, isohipertérmico = 55,90%.
- 1-5-IV,4: se une 4 Dystrandept hídrico, isohipertérmico 65,80%.
- 1-5-IV-4, I: al grupo se suma I, Vitrandept úmbrico, isoméxico, isohipertérmico = 42,43%.

Con los valores de semejanza promedios anteriores se podría construir un dendrograma como el de la Fig. 3. En esta se puede notar como al unirse al grupo 1-5-IV el suelo 4, aumenta la semejanza promedio dentro del grupo, lo cual se explica por las relaciones entre 4 y 5, que son los suelos más altamente parecidos (71,6%), lo cual hace subir el promedio de semejanza del grupo así constituido.

El dendrograma de la Fig. 3 muestra como la 7a. Aproximación agrupó los Dystrandeps estudiados a un nivel de semejanza ligeramente superior al 55%, mientras que al unirse al grupo los Vitrandeps, ésta bajó hasta 42%.

#### 4. — CONCLUSIONES

El uso de la clasificación numérica permite agrupar los objetos en clases con el mayor parecido y es aplicable a los suelos, con limitaciones que obedecen a su anisotropismo y a

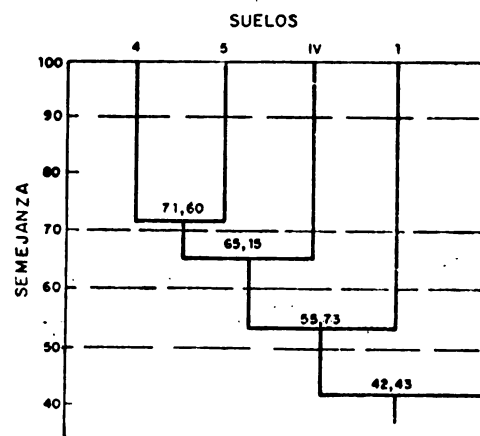


Fig. 2. Dendrograma de los 5 suelos clasificados por taxonomía numérica.

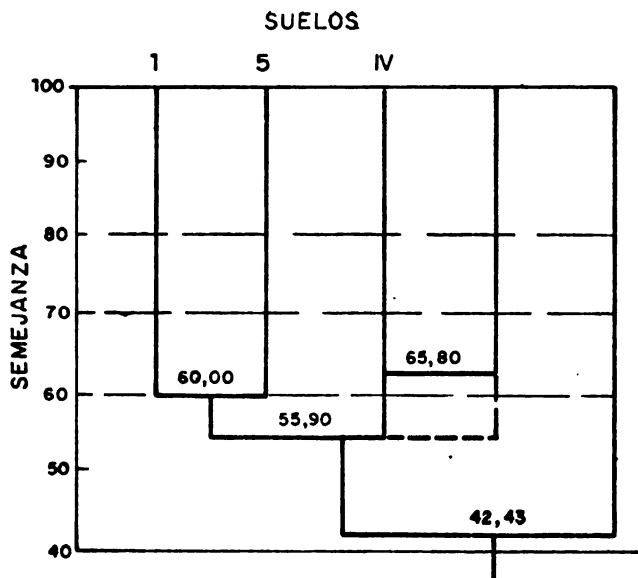


Fig. 3. Dendrograma de los suelos clasificados según la 7ª aproximación.

los diversos tipos de propiedades que exhiben: dicótomas, sin rango con varios estados, con rango y varios estados y de variación continua. En el presente trabajo estos problemas se obviaron considerando los suelos hasta una profundidad de un metro, con 4 horizontes consecutivos de 25 cm. de espesor cada uno y dando valores más o menos arbitrarios a todas aquellas propiedades de variación no continua.

El método numérico tal y como aplicado aquí, permitió estudiar el agrupamiento de 5

suelos costarricenses derivados de cenizas volcánicas, hecho según la 7a. Aproximación. Aunque el número de suelos estudiados es muy pequeño, el método revela ser de utilidad para analizar las variaciones de suelos provenientes de materiales similares, como son los derivados de cenizas volcánicas, análisis que permite estudiar la semejanza con que una clasificación agrupa los individuos en clases y a través de ello podría ser un valioso instrumento para ayudar en la selección de criterios del más alto valor predictivo para el establecimiento de las categorías de la 7a. Aproximación (1).

### 5. — RESUMEN

Se aplica el método numérico a la clasificación de cinco suelos costarricenses derivados de cenizas volcánicas, descritos anteriormente por otros autores y ubicados en un área relativamente pequeña pero con variaciones importantes en cuanto a los factores precipitación y temperatura del clima actual, muy relacionados con la altitud. La mayor semejanza entre los suelos responde a las condiciones climáticas, reveladas por la altitud, que para el grupo total varió entre los 1000 y los 2900 m.s.n.m.

Un análisis de la semejanza de las clases obtenidas por medio de la aplicación de la 7a. Aproximación reveló que este método tiende a revelar también, en los rasgos generales, las diferencias señaladas por el método numérico, pero que posiblemente este último método podría permitir seleccionar criterios de más alto valor predictivo para el establecimiento de algunas de las categorías de la 7a. Aproximación.



Características de campo y

Horizontes		CIC meg/100gs. pH 4.8	Bases Cambiables			
Denominación	Prof. cm.		Ca	Mg. mg/100g suelo	K	
<b>PERFIL 1 (CR-57). Elevación</b>						
A11	0—30	1	35.53	8.60	2.00	1.20
A12	30—60	1	28.23	13.60	3.00	0.30
A13	60—110	1	38.76	15.60	4.20	0.12
A31	110—155	1	41.99	14.00	4.60	0.10
A32	155—190	1	40.92	12.80	4.60	0.09
B	190—198	1	49.00	7.80	8.80	0.08
<b>PERFIL 4 (CR-56) Serie Bico, Isohipertérmico, Isotérmico.</b>						
A11	0—25	1	51.69	0.04	0.40	0.60
A12	25—65	1	56.68	0.61	0.05	0.12
B21	65—110	1	31.23	0.00	0.03	0.08
B22	110—135	1	21.61	0.01	0.62	0.27
B3	135—170	1	29.61	0.01	0.05	0.18
C1	170—210	1	42.00	0.01	0.03	0.05
<b>PERFIL 5 (CR-30) Serie Cerámico.</b>						
A11	0—20	1	59.22	6.20	3.20	0.42
A12	20—40	1	61.92	5.20	2.60	0.21
A31	40—65	1	55.19	0.22	0.60	0.11
A32	65—90	1	49.00	0.10	0.21	0.11
B	90—100	1	39.30	0.01	0.13	0.06
C1	100—140	1	27.46	0.02	0.08	0.06
<b>PERFIL I (Knox y Maldonado) Céntrico.</b>						
C	0—13	1	0.8	0.1	0.1	0.2
IIA1b	13—22	1	13.0	0.6	0.7	0.5
IIB1b	22—38	1	11.5	0.4	0.3	0.1
IIIB2b	38—58	1	1.20	0.6	0.3	0.2
IVB3b	58—75	1	1.01	0.4	0.2	0.1
VC	75—105	1	3.8	0.1	0.1	0.1
VIBb	105—120	1	5.7	0.1	0.1	0.2
<b>PERFIL IV (Knox y Maldonado) Medial, Isohipertérmico.</b>						
Ap	0—38	1	48.9	0.0	0.1	0.2
A12	38—72	1	55.0	0.0	0.0	0.1
IIB21	72—100	2	28.7	0.0	0.0	0.1
IIB22	100—141	1	28.9	0.0	0.0	0.2
IIB23	141—170	1	35.0	0.0	0.0	0.1
IIB24	170—185	1	29.2	1.0	0.0	0.1

\* Determinaciones no hechas





**CUADRO 2. Valores asignados a algunas propiedades edáficas.**

Propiedad primaria	Propiedades secundarias valores		
<b>Color:</b>	<b>Matiz</b>	<b>Intensidad</b>	<b>Pureza</b>
		1/ ..... 9	
	5YR .. ... 16	2/ ..... 8	/0 ..... 10
	7.5YR .. ... 8	3/ ..... 7	/1 ..... 9
	10YR .. ... 4	4/ ..... 6	/2 ..... 8
	2.5YR .. ... 2	5/ ..... 5	/3 ..... 7
	5.0Y .. ... 1	6/ ..... 4	/4 ..... 6
		7/ ..... 3	/5 ..... 5
		8/ ..... 2	/6 ..... 4
			/7 ..... 3
			/8 ..... 2
			/9 ..... 1
<hr/>			
<b>Estructura:</b>	<b>Tamaño (diámetro)</b>		<b>Grado</b>
		0	
	Granular muy fina, menos de 1 mm. ..	1	Muy débil .. . . . . 1
	" fina .. . . 1 a 2 mm .. . . . .	2	Débil .. . . . . . . 2
	" media .. . . 2 a 5 mm .. . . . .	4	Moderada .. . . . . 3
	Blocosa subangular, menos de 5 mm .. . .	4	Fuerte .. . . . . . . 4
	" " ' 5 a 10 mm .. . . . .	8	
	" " , 10 a 20 mm .. . . . .	15	
	" " , 20 a 50 mm .. . . . .	35	
<hr/>			
<b>Consistencia:</b>	<b>En húmedo</b>		<b>En Mojado</b>
		<b>Plasticidad</b>	<b>Adhesividad</b>
	Suelto .. . . . . . . . . . . 0	No plástico .. . . . . 0	No adherente .. . . 0
	Muy friable .. . . . . 1	Ligeramente .. . . . . 1	Ligeramente .. . . . 1
	Friable .. . . . . . . . . . 2	Plástico .. . . . . . . 2	Adherente .. . . . . 2
	Firme .. . . . . . . . . . . 3	Muy plástico .. . . . . 3	Muy adherente .. . . 3
	Muy firme .. . . . . . . . . 4		







Tabla de valores line

**Características generales:**

Altitud  
 Pendiente  
 Temp. media anual  
 precip. media anual

**Capa 0—25 cm.**

**Color** Matiz  
 Intensidad  
 Pureza  
**Estructura** Tamaño  
 Grado  
**Consistencia** Friabilidad  
 Plasticidad  
 Adhesividad  
**Granulometría** Arena  
 Arcilla  
 Densidad aparente  
**Ret. Hum.** 15 atmósferas  
**Materia** C  
 pH agua 1:1  
 CIC  
**Bases** Ca  
**Cambiables** Mg  
 K

**Capa 25—50 cm.**

**Color** Matiz  
 Intensidad  
 Pureza  
**Estructura** Tamaño  
 Grado  
**Consistencia** Friabilidad  
 Plasticidad



1a. Matriz de índices de semejanza.

	1	4	5	I	IV
1	X	59,4	60,0	43,7	47,7
4		X	<u>71,6*</u>	40,2	66,4
5			X	46,7	63,6
I				X	39,2
IV					X

\* Subrayada las semejanzas más alta.

1a. Matriz con valores transformados al seno inverso (II)

1	1	4	5	I	IV
4	X	50,42	50,77	41,38	43,68
5		X	<u>57,80</u>	39,35	54,57
I			X	43,11	53,07
IV				X	38,76

2a. Matriz con valores transformados.

	1	4-5	I	IV
1	X	50,60	41,38	43,68
4-5		X	41,23	<u>53,82</u>
I			X	38,76
IV				X

3a. Matriz con valores transformados.

	1	4-5-IV	I
1	X	<u>48,29</u>	41,38
4-5-IV		X	40,41
I			X

4a. Matriz con valores transformados

	1-4-5-IV	I
1-4-5-IV	X	<u>40,65</u>
I		X

Cálculos de semejanza promedio para la

2a. Matriz:

$$4-5, 1 = \frac{50,42 + 50,77}{2} = 50,60$$

$$4-5, I = \frac{39,35 + 43,11}{2} = 41,23$$

$$4-5, IV = \frac{54,57 + 53,07}{2} = 53,82$$

Cálculos para la 3a. Matriz:

$$4-5-IV, 1 = \frac{50,42+50,77+43,68}{3} = 48,29$$

$$4-5-IV, I = \frac{39,35 + 43,11 + 38,76}{3} = 40,41$$

Cálculos para la 4a. matriz:

$$1-4-5-IV, I = \frac{41,38+39,35+43,11+38,76}{4} = 40,65$$

## LITERATURA CITADA

- 1.— ARKLEY, R. J. Statistical methods in soil classification. In International Soil Science Congress, 9th., Adelaide, 1968. Melbourne, The International Society of Soil Science and Angus and Robertson, 1968. v. 4. pp. 187-192.
- 2.— CASTILLO, J. B. Clasificación de algunos suelos de los Andes venezolanos según el método numérico y la 7a. Aproximación. Tesis Mg. Sc. Turrialba. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Centro de Enseñanza e Investigación, Departamento de Fitotecnia y Suelos. 1970. 83 p. Apéndice.
- 3.— FLACH, W. K. El uso de la 7a. Aproximación para la clasificación de los suelos de ceniza volcánica. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, 1969. Centro de Enseñanza e Investigación del IICA. 1969. pp. A.7.1-A.7.18.
- 4.— GRIGAL, D. F. y ARNEMAN, H. F. Numerical classification of some forested Minnesota soils. Soil Science Society of America Proceedings 33 (3): 433-438. 1969.
- 5.— HOLE, D. F. y HIRONAKA, M. An experiment in ordination of some soil profiles. Soil Science Society of America Proceedings 24 (4): 309-312. 1960.
- 6.— KNOX, E. G. y MALDONADO, F. Suelos de cenizas volcánicas; excursión al volcán Irazú. In Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Turrialba, 1969. Centro de Enseñanza e Investigación del IICA. 1969. pp. A.8.1-A.8.12.
- 7.— LUZURIAGA, C. Estudio de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. Tesis Mg. Sc. Turrialba, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Centro de Enseñanza e Investigación, Departamento de Fitotecnia y Suelos. 1970. 158 p.
- 8.— RAYNER, J. H. Classification of soils by numerical methods. Journal of Soil Science 17 (1): 79-92. 1966.
- 9.— SARKAR, P. K., BIDWELL, O. W. y MARKUS, L. F. Selection of characteristics for numerical classification of soils. Soil Science Society of America Proceedings 30 (2): 269-272. 1966.
- 10.— SOKAL, R. R. y SNEATH, P. H. A. Principles of numerical taxonomy. San Francisco, California, Freeman, 1963. 359 p.
- 11.— STEEL, R. G. D. y TORRIE, J. H. Principles and procedures of statistics. New York, McGraw Hill, 1960. 481 p.
- 12.— U. S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE, SOIL SURVEY STAFF. Supplement to soil classification system (7th. Approximation). Washington, D. C., Soil Conservation Service, 1967. 207 p.



# MICROFABRIC CHARACTERISTICS AND PEDOGENESIS OF A COLOMBIAN ANDOSOL CLIMOSEQUENCE<sup>1</sup>

F. G. CALHOUN AND V. W. CARLISLE<sup>2</sup>

## INTRODUCTION

Weathering of volcanic ash may lead to formation of many secondary minerals. Fieldes (1955) proposed the following weathering sequence for andesitic volcanic ash: allophane (B, AB, A)  $\rightarrow$  halloysite/metahalloysite  $\rightarrow$  kaolinite. Besoain (1969) claimed that under humid acid conditions with good drainage a mineralogical sequence from allophane to kaolinitic type minerals almost invariably occurred with time. He considered the inclusion of kaolinite was a logical but theoretical possibility since even the oldest soils developed from ash have not passed the stage of halloysite.

There is reason to believe that the genesis of tropical Andosols, is to some degree, thermally dependent. Wright (1964) noted a "thermal progression" in morphology of low-latitude Andosols in South America. He logically assumed that morphological changes were related to chemical and mineralogical differences but laboratory data were unavailable for substantiation of this potential relationship. This investigation provides such analytical data.

The authors suggest that for low-latitude Andosols clay mineral genesis may be further elucidated through examination of carefully selected pedons from an altitudinal sequence (climosequence) in close proximity to major sources of pyroclastic materials. This approach allows the factors of parent material and time to be considered as constants in addition to imparting climatic control. The purpose of this study is to report macro and micromorphological, physical, chemical, and mineralogical properties of representative Colombian Ando-

sols from Departamento Nariño in an effort to further understand volcanic ash pedogenesis.

## DESCRIPTION OF STUDY AREA

Nariño (Fig. 1) is characterized by elevations ranging from sea level along its Pacific Ocean coastline to a maximum of 4,890 m at the snow-covered summit of Volcano Cumbal near Túquerres in the Andean uplands. The Andes divide in the northern sector of Nariño into three distinct ranges imparting a very rugged, mountainous character to the eastern part of the departamento. The Andean highlands consist of alternating intermontane valleys and ridges and an abundance of volcanoes. Five volcanoes (Cumbal, Chiles, Galeras, Azufral, and Doña Juana) are known to be active (Blasco, 1969). The western part of Nariño is comprised of Andean piedmont foothills which merge rather rapidly into the Pacific coastal plain.

According to Luma (1969), the composition of Andean basement rock in Nariño was primarily andesite, basalt, and tuff of the Cenozoic period. He further stated that studies of Co-

<sup>1</sup> Florida Agricultural Experiment Stations Journal Series No 4410.

<sup>2</sup> Assistant Professor and Associate Professor of Soil Science, Soil Science Department, University of Florida, Gainesville, 32601. The authors wish to express their gratitude to Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá, Colombia, for their cooperation in and logistical support of this investigation. Appreciation is also extended to the Center of Tropical Agriculture, Institute of Food and Agricultural Sciences, University of Florida for partial financial support.

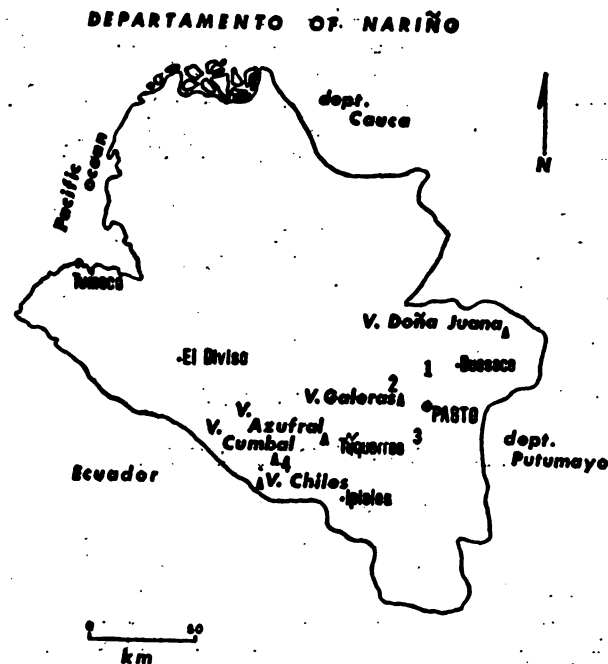


Fig. 1. Departamento Nariño in southwestern Colombia showing location of Andosol pedons 1-4 and major volcanoes.

Colombian volcanoes and pyroclastic material inventories were limited. A maximum age of 7,000 years as determined by  $^{14}\text{C}$  dating has been reported for an ash deposit in the departamento of Tolima (Luna, 1969). Areas in the Narifio highlands covered by thick volcanic ash deposits characteristically exhibit smooth, rounded land forms which generally conform to pre-existing surface configurations. The nature of the pyroclastic deposits changes considerably from northeast to southwest in the highlands. Deposits in the Pasto-Buesaco region (Fig. 1) are composed of finely comminuted andesitic ash exhibiting little or no stratification. The character of these deposits indicates gradual accretion of ash where eruptions were infrequent and not of great magnitude. The contrasting nature of pyroclastic deposits in the Túquerres - Ipiales region (Fig. 1) was manifested in stratified beds of ash and pumiceous lapilli.

Complex topography and wide altitudinal range impart considerable variety to local climatic conditions. Proximity to the equator, however, dictates an isothermic temperature regime which is closely related to elevation by an approximate  $6\text{C}$  decrease for each 1,000 m increase in altitude. Espinal and Montenegro (1963) recognized five major temperature zones based on this thermal gradient. These zones ranged from tropical ( $>24\text{C}$ ) in the Pacific lowlands to sub-alpine ( $3-9\text{C}$ ) in the Andean highlands. Within each thermal region, subdivisions were made on the basis of precipitation differences. Maximum precipitation occurs along slopes facing the Pacific lowlands and tends to increase with elevation in intermontane valleys. Varela (1963) reported a distinct dry season occurring during July, August, and September in the Pasto-Río Mayo sector of Narifio.

The system of Holdridge (1947), was used by Espinal and Montenegro (1963) to classify Colombian vegetation formations according to the abovementioned interrelationships of elevation, temperature, and precipitation. Most of the original vegetation in the study area has been altered by man with the exception of the sub-alpine grasslands ("paramo").

#### METHODS AND MATERIALS

Soil profiles were selected after investigation of available aerial photographs in Bogotá and an initial land reconnaissance of the Narifio area. Profiles were chosen to represent an altitudinal sequence from 2,000 to 3,500 m from soils derived from andesitic volcanic ash (Table 1). This climosequence of soils that were derived from similar parent materials was considered to depict the approximate maximum range of weathering experienced by aeolian

pyroclastic deposits in the altiplano of Narifio.

Profiles 1-3 were selected within a 25 km radius of Volcano Galeras in order to allow uniformity of ash province. The highest altitude investigated at 3,510 m, Profile 4, was near Volcano Cumbal. The selection of this site was necessary due to absence of thick ash deposits above 3,500 m on the flanks of Galeras.

Profile descriptions were made in accordance with criteria given in the USDA Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951). Bulk samples were collected from each horizon and placed in plastic bags for maintenance of field-moist conditions. Undisturbed samples were collected in 7.5 cm diameter cores for bulk density measurements. Slopes were determined by use of an Abney level.

Bulk density was measured by a modification of the core method outlined by Blake (1965). Since coarse skeleton was virtually nonexistent, this method was considered satisfactory. Soil water content corresponding to 15 bars of water suction was determined according to the method outlined by the U. S. Salinity Laboratory Staff (1954). A soil: solution ratio of 1:1 in distilled water and in 1N KCl was measured by a Beckman model G pH meter. Cation-exchange capacity was determined after the method of Bower, Reimeler, and Fireman (1952) using 1N  $\text{NH}_4\text{OAc}$  at pH 7.0 as the leaching agent. From the  $\text{NH}_4\text{OAc}$  extract, exchangeable Ca and Mg were determined by the EDTA method of Barrows and Simpson (1962). Exchangeable K and Na were determined by flame photometry using a Coleman spectrophotometer. Organic C was determined by the Walkley-Black (1934) method.

Sand mineralogy was determined on the 50-500 $\mu$  fraction. Heavy and light minerals were separated by density in bromoform and examined under a petrographic microscope. Very fine sand (.1-0.5mm) fractions were mounted on standard specimen studs using a media of Ag-conducting epoxy for scanning electron microscopy examination. After drying, excess specimen was removed by tapping studs lightly. Specimens were then coated with a thin film of 40% palladium-60% gold alloy utilizing a vacuum evaporator and viewed in a scanning electron microscope (Cambridge Model Steroscan). Images were recorded photographically using Polaroid P/N 55 film.

Sodium hypochlorite solution was used to destroy organic matter in samples of surface horizons (Lavkulich and Wiens, 1970). Separation of the 0.2-2 $\mu$  and  $<0.2\mu$  fractions were made by centrifugation and decantation as described by Whittig (1965). Samples of subsurface

horizons, which were maintained in a field moist condition, were dispersed with 2%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ .

The X-ray diffractograms were obtained with a General Electric XRD-7 diffractometer using Ni-filtered  $\text{CuK}\alpha$  radiation. Clay suspensions were plated on ceramic tiles after the method devised by Rich (1969). XRD patterns were obtained from samples: Mg-saturated; Mg-saturated, glycerol-solvated with no heat treatment; K-saturated with no heat treatment; and after heating to 100C for 24 hours; and after heating to 550C for 4 hours.

Samples were Mg-saturated and dried at 40C. Differential thermograms were obtained with a Deltatherm D2000 thermoanalyzer using a 10C minute heating rate (Reneau and Carlisle, 1970). Additional samples were Mg-saturated, dried at 40C, and pressed into KBr pellets in order to prepare them for infrared absorption spectroscopy using a Beckman IR-10 infrared spectrophotometer. Scan speed was 15 minutes from 4,000 to 350  $\text{cm}^{-1}$ . An indication of allophane content was obtained using a modified N NaF test devised by Fieldes and Perrott (1966). The pH of 1 g of soil in 50 ml of N NaF was measured after 2 minutes. A pH greater than 9.4 indicated allophane-like colloids dominated the exchange complex (Soil Survey Staff, 1970). Semiquantative estimations of clay minerals were made using peak position, size, and shape from X-ray diffractograms, differential thermograms, IR absorption bands, and NaF pH values.

Fine clay ( $<0.2\mu$ ) specimens for transmission electron microscopy examination were prepared by transferring a dilute clay suspension to a collodion film supported by a copper screen after the method of Carlisle (1964). The specimens were then examined with a Philips EM-200 electron microscope.

Vertically oriented, undisturbed soil clods were collected in the field for thin section investigations. After air-drying in the laboratory the peds were impregnated under a vacuum using a mixture of 50% laminac resin #4116, 49% monomeric styrene and 1% Lupersol DDM hardener. The samples were cured by heating slowly to 100C and maintaining that temperature for approximately 12 hours. After hardening, the samples were successively slabbed, ground, mounted on 2.5 x 7.5 cm petrographic slides, trimmed, ground and smoothed to a thickness of approximately 30 $\mu$ . The slide was then thoroughly washed, and a cover glass was mounted over the thin section with epoxy cement ( $n=1.58$ ). Micromorphological descriptions were made using the terminology of Brewer (1964).

## RESULTS AND DISCUSSION

### Morphological Properties

All soils were well drained, quite permeable, and developing in andesitic volcanic ash. Horizon sequence at lower elevations (profiles 1 and 2) was A B C; however, the cambic subsurface horizon was absent in profiles 3 and 4 imparting an AC sequence to these soils (Table 2). Surface colors were black (10YR 2/1 except in profile 1 which had a Dark grayish-brown (10YR 3/2 Al horizon. The B horizon thickness was maximum (28 cm) in profile 1. Structural units were generally poorly developed with some tendency towards apedality in lower horizons. Notable was the absence of argillans on ped surfaces. According to Wright (1964), the thick dark A horizons exhibited by these profiles are related to primitive weathering products of volcanic glass.

### Chemical and Physical Properties

Both the minimal profile development and depth distribution of most chemical parameters (Table 3) indicated that Nariño Andosols are young soils. Accumulation of organic C especially in surface horizons, resulted from high levels of biological activity and presence of highly reactive surface in the form of allophane and other amorphous colloids. Relatively low organic C content of profile 1 was probably due to enhanced oxidation at higher temperatures.

Relationship of CEC and base saturation data was confounded by the high pH-dependent exchange capacity of allophane. Cation-exchange capacities for these soils were determined with N  $\text{NH}_4\text{OAc}$  at pH 7.0 and consequently are high due to inclusion of considerable variable charge. Cation-exchange capacities determined below pH 7 or at the prevailing soil pH should give a more realistic picture of exchange reactions under natural conditions.

In the NaF-soil mixtures, all horizons of profiles 1-4 were dominated by allophane as evidenced by pH values greater than 9.4 (Table 3). The tendency for these values to decrease with profile depth (except for profile 1) suggests that allophane has taken on a more ordered character and/or an increase in phyllosilicate formation. Either factor or the combination of both, implies a decreased capacity to release hydroxyl ions upon treatment with NaF solution.

Bulk densities (Table 3) were characteristically low for soils developed from aeolian pyroclastic materials. An exception was the IIC1b horizon of profile 4 which has a high

sand content consisting of vitric cinders and other coarse pyroclastic components. Low bulk density values reflected the exceptionally high porosity of Andosols. Fifteen-bar water contents were typically high reflecting affinity of allophane-like colloids for water.

### Sand Mineralogy

Primary minerals in the 50-500 $\mu$  sand fraction can be assumed to represent original mineralogical nature of the volcanic ash parent material as modified by pedogenetic processes. Abundance of hornblende in the heavy mineral fraction is indicative of parent materials in their initial weathering cycle and of youthful soils developing in these materials (Table 4). Minor quantities of quartz in the light mineral fraction supports this conclusion. Increase of hornblende at the expense of pyroxene with decreasing elevation implies a more rapid pace of pedologic weathering at lower altitudes. Volcanic glass content decreased with profile depth and increased with increasing altitude. In profile 4, high persistence of glass content was probably due to depositional stratification and reduced weathering intensity at the 3,510 m elevation.

Electron micrographs of the very fine sand (.1-.05mm) fractions of horizon C3 in profile 1 (Fig. 2) and horizon A1 in profile 4 (Fig. 3) display some basic morphological distinctions which imply differences in weathering intensity between these two horizons. In the A1 horizon, sand grains display sharp angles between faces and, in the upper left hand corner and center of the photograph are seen some vesicular particles of volcanic glass. In the C3 horizon, sand grains are more rounded in appearance

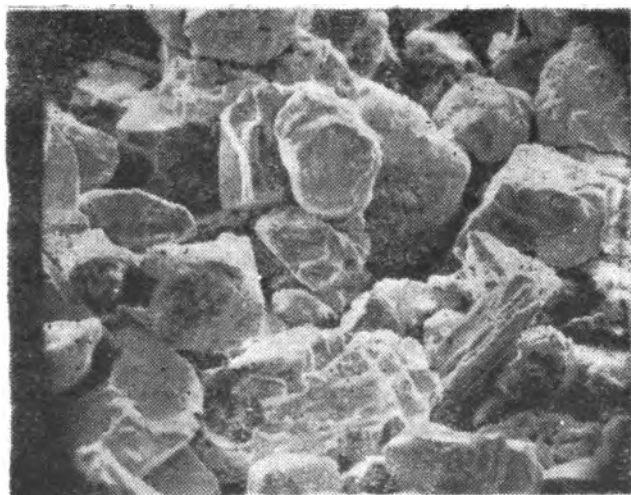


Fig. 2. Scanning electron micrograph (200X) of the very fine sand (.1-.05mm) fraction of horizon C3, profile 1.



Fig. 3. Scanning electron micrograph (200X) of the very fine sand (.1-.05mm) fraction of horizon A1, profile 4.

and show no evidence of the easily weatherable glass. The lower right corner of the photograph shows the lath-like appearance of what is probably a particle of weathered biotite (vermiculite papule).

### Clay Mineralogy

Semiquantitative estimations of clay minerals (Table 5) indicate hydrated halloysite (10 $\text{\AA}$ , collapsed by 100C treatment) in both clay fractions tended to increase with profile depth and decrease with increasing elevation. Vermiculite (14 $\text{\AA}$ ) is most prevalent in the upper horizons but is present only in the coarse clay. Quantity of metahalloysite (7.25 $\text{\AA}$ ) occurs as a maximum in the fine and coarse clay fractions of the A1 horizon of profile 1. Minor quantities of metahalloysite occurred in the coarse clays of surface horizons of profiles 2 and 4. Allophane dominated the fine clay fractions except those in profile 1 and that in the C horizon of profile 2. Cristobalite (4.04 $\text{\AA}$ ) was omnipresent in the coarse clay fraction.

X-ray diffractograms of the fine clay (<0.2 $\mu$ , Mg-saturated, room temperature) fraction of the C3 horizon of profile 1 and the A1 horizon of profile 4 are shown in Fig. 4. The C3 horizon pattern was dominated by the 10 $\text{\AA}$  peak of hydrated halloysite. Peaks at 4.40 $\text{\AA}$  and 3.31 $\text{\AA}$  were diagnostic second and third order reflections of this species. The presence of broad reflection bands in the A1 horizon

pattern at 3-4Å and 7-10Å and a weak shoulder near 14Å was indicative of an aluminosilicate colloid with low order crystallinity such as allophane.

The DTA pattern for the fine clay of horizon C3, profile 1, is typical of halloysite, displaying a weak 150C dehydration endotherm, a 575C dehydroxylation endotherm, and a 915C nucleation exotherm (Fig. 5). The 575C endotherm is asymmetric with an a/b slope ratio of 4.80 which is diagnostic of halloysite. The endotherm at 150C for horizon A1 is more intense than that displayed by the C3 horizon and is the only endotherm exhibited by A1 horizon fine clay. A broad organic matter oxidation exotherm occurs between 250C and 550C. This was due to humic residues which formed organo-metallic complexes resistant to wet oxidation by NaOCl. The A1 horizon DTA pattern is characteristic of colloidal fractions dominated by allophane. Intensity, shape, and position (reaction temperature) of the high temperature nucleation exotherms are indicative of differences in structure. Horizon C3 had a relatively intense, sharp exotherm at 915C, while horizon A1 had a less intense broader

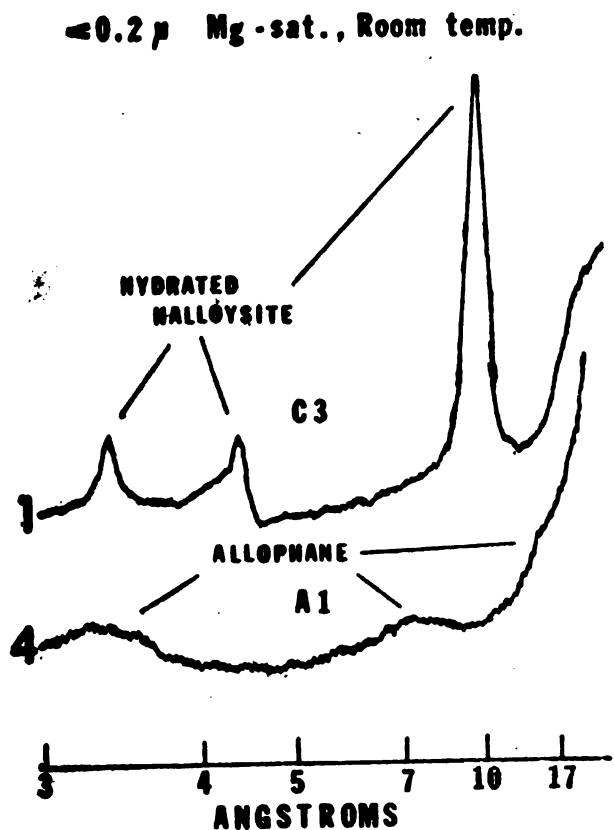


Fig. 4. X-ray diffractograms of fine clay ( $< 0.2\mu$ ) from selected Colombian Andosol horizons.

exotherm at 845C. For kaolinite group minerals, intensity, sharpness, and temperature of this exotherm increases with greater crystallinity. Thus, XRD and DTA data showed that the principal mineral component of horizon C3 fine clay is halloysite which has significantly more order than the principal component of horizon A1 fine clay which is allophane.

Infrared spectroscopy was used to support evidence obtained from XRD and DTA. In a KBr blank, weak, broad absorption bands at 3,450, 1,640, and 1,050  $\text{cm}^{-1}$  are attributed to adsorbed water (Fig. 6). A K-Br vibration band would only be encountered at 285  $\text{cm}^{-1}$ . In a pattern from Ward's halloysite N: 12 (Fig. 6) absorption bands are dominant at 3,700-3,450, 1,630, 1,100-910, and 740-400  $\text{cm}^{-1}$ . These absorption maxima indicate the presence of adsorbed water, structural OH groups, Si-O bonds, Al-OH bonds, and Al-O-Si bonds, respectively.

The IR spectrum of horizon C3 in profile 1 (Fig. 7) was nearly identical to that of Ward's halloysite N: 12 except the former had greater resolution of absorption maxima. All absorption maxima displayed for the C3 horizon were attributed to bond vibrations within the endellite (hydrated halloysite) crystal. The A1 horizon spectrum showed broad absorption maxima at 3,460, 1,630, 1,020, and 565  $\text{cm}^{-1}$  (Fig. 7). This spectrum was similar to that reported for allophane in Japan (Oinuma and Hayashi, 1968) and Colombia (Mejía, Kohnke, and White, 1968). Since XRD confirmed the absence of quartz and cristobalite in the fine clay, lack of 800  $\text{cm}^{-1}$  absorption indicated that the major component of this fraction was allophane A as designated by Fieldes (1955).

The horizon C3 spectrum shows the presence of lattice OH at 3,700 and 3,620  $\text{cm}^{-1}$  and "bonded" OH at 3,460  $\text{cm}^{-1}$ . Lattice vibrations attributable to Si-O, Al-OH, and Si-O-Al bonds are also readily identified from this spectrum. The C horizon spectrum of profile 2 showed similar absorption maxima; however, intensity and resolution were decreased. Horizon A1 spectrum of profile 4 showed only a broad "bonded" OH absorption band and poorly resolved Si-O and Si-O-Al region bands. Note that absorption intensity in all regions decreased progressively from profile 1 to profile 4. The A1 horizon spectrum was indicative of a very poorly ordered aluminosilicate mineral which, however, did show some evidence of tetrahedral-octahedral linkage as evidenced by the Si-O-Al band near 600  $\text{cm}^{-1}$ .

Similar trends were displayed in the coarse clay fraction as observed for fine clay (Fig. 8). XRD data indicated the vermiculite was present

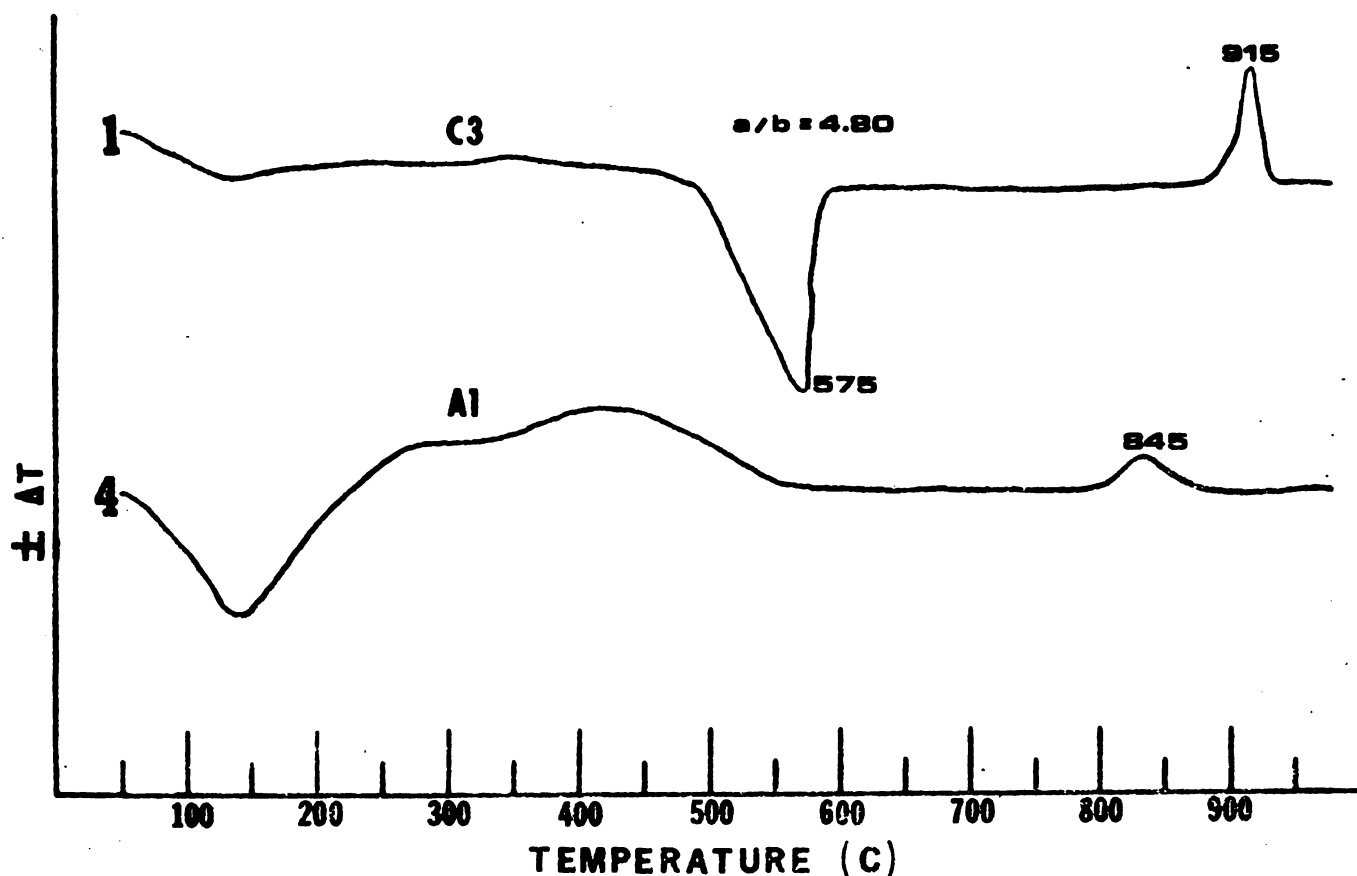


Fig. 5. Differential thermograms of Mg-saturated fine clay ( $<0.2\mu$ ) from selected Colombian Andosol horizons.

in these horizons; however, Oinuma and Hayashi (1968) showed that absorption maxima of vermiculite would be masked in the presence of halloysite. A weak band at  $800-810\text{ cm}^{-1}$ , noted in all horizons, was attributed to cristobalite. This observation was corroborated by XRD which also revealed that the halloysite component of surface horizons was partially hydrated (metahalloysite).

Electron micrograph, (Fig. 9) of the fine clay of horizon A1 of profile 4 reveals a morphology similar to that reported by Grim (1968) for allophane. The material has no regular shape and appears to be composed of aggregates with a globular outline. These units did not appear to be fibrous as reported for Japanese allophane by Aominé and Wada (1962). The classic tubular morphology of hydrated halloysite was displayed by the fine clay of horizon C3, profile 1 (Fig. 10). There also appears to be some inclusions of allophane in the specimen photographed.

It is assumed, since this is an area of active volcanism, that Andosol profiles 1-4 are accretionary soils which have been under the influence of intermittent additions of fresh vol-

canic ash. Profiles 1-3 did not exhibit obvious stratification indicating that particle size and, most likely, mineralogy of ash increments have been relatively uniform. Profile 4 did show stratification; therefore, interpretations involving it must be tempered somewhat due to parent material disconformities. The assumption of "accumulative soil" in addition to the high permeability of Andosols dictates that lower horizons will be more severely weathered. It is then logical to conclude that end members of phyllosilicate weathering sequences will occur in the lowest horizons of Andosols.

Mineralogical data for the fine clay fraction indicate a weathering sequence of allophane to hydrated halloysite. Maturation of this sequence increases with profile depth and decreases with increasing elevation. Occurrence of metahalloysite in surface horizons is due to dehydration of hydrated halloysite caused by periods of high moisture tensions. The authors believe that the mechanism of hydrated halloysite formation in Narifio Andosols is similar to that outlined by Fieldes (1955) which involves the gradual rearrangement of random silica tetrahedra and alumina octahedra from allophane into a kaolinite-like framework.

# WARD'S HALLOYSITE No. 12

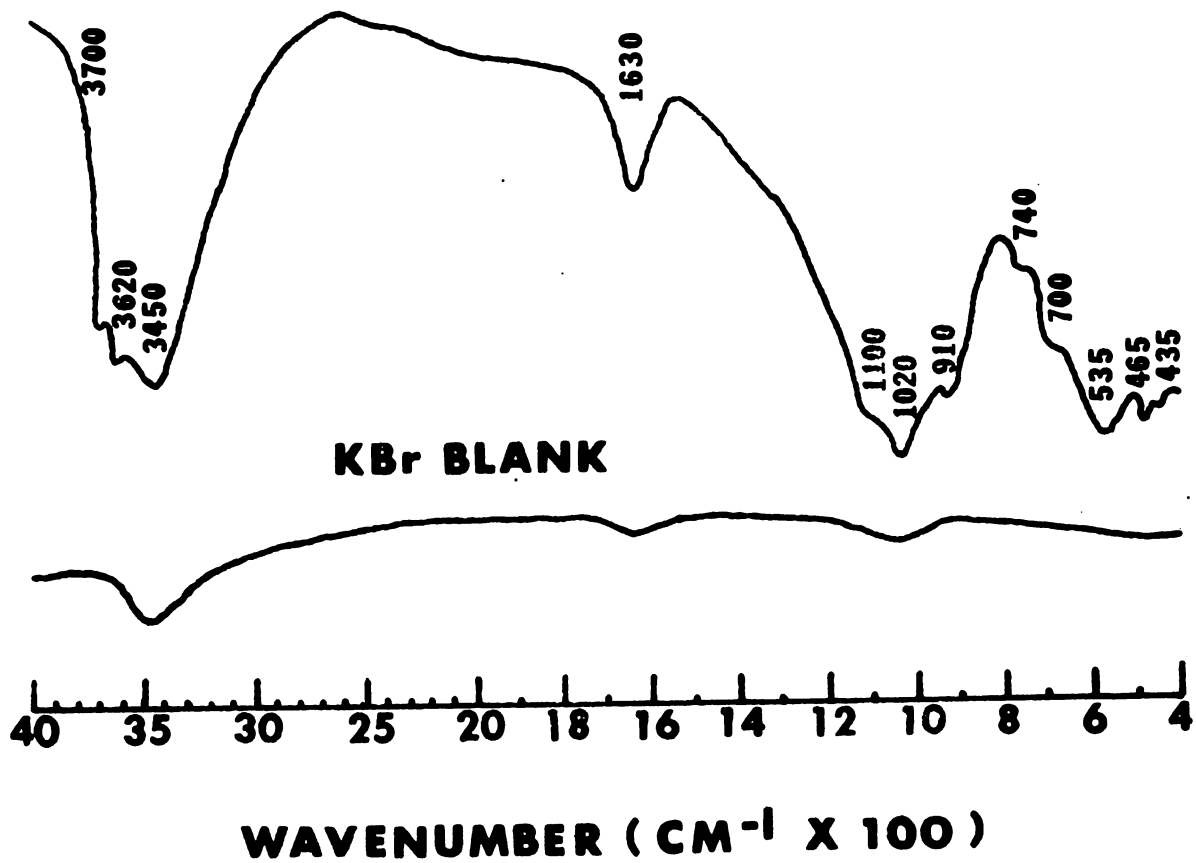


Fig. 6. Infrared spectra of a standard halloysite specimen and a KBr pellet.

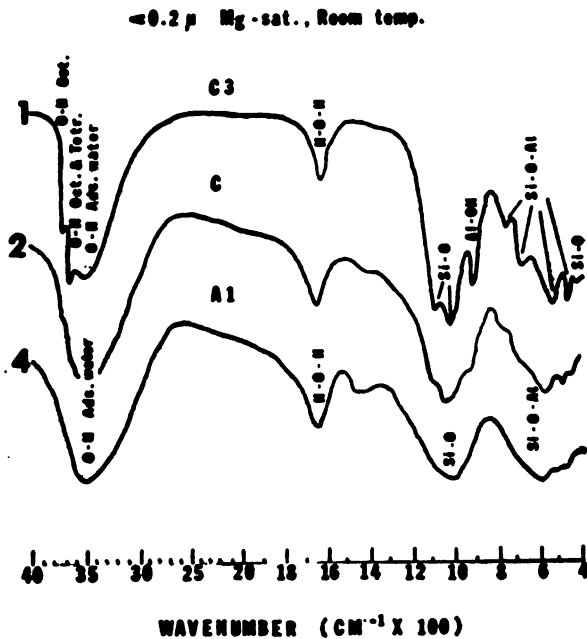


Fig. 7. Infrared spectra of fine clay ( $< 0.2 \mu$ ) from selected Colombian Andosol horizons showing various bond assignments to absorption maxima.

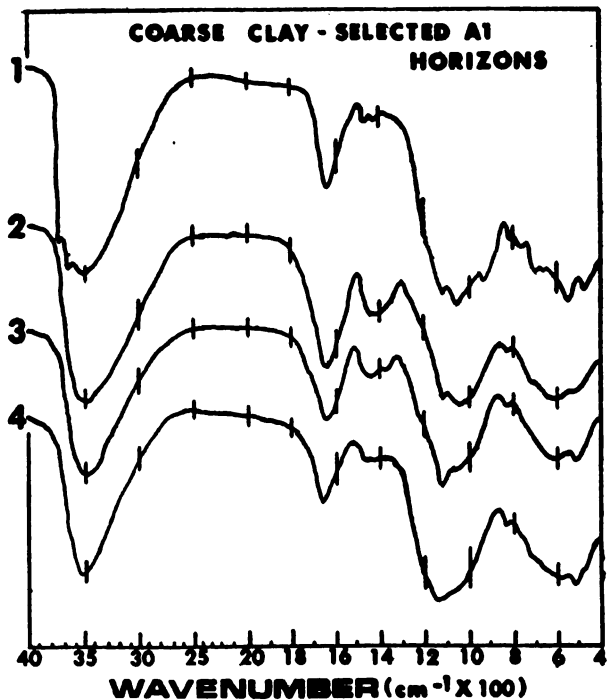


Fig. 8. Infrared spectra of coarse clay ( $0.2-2 \mu$ ) from selected Colombian Andosol horizons.

Mineralogical data for the coarse clay fraction indicate a weathering sequence similar to that of fine clay. Vermiculite and/or vermiculite-like clay minerals previously have been reported in Andosols (Besoin, 1969). According to Jackson (1958), vermiculite formation is expected in Andosols only if mica were present in the parent ash. Data in Table 4 and micromorphological examinations show insignificant quantities of biotite in isolated horizons of profiles 1-4, although numerous papules were noted in the C3 horizon of profile 1. Fieldes (1966) suggested that vermiculite could be formed directly from the "sericitisation" of feldspars. The authors observed no sericite formation along plagioclase twins in micromorphological investigations. XRD of the silt

(2-50 $\mu$ ) fraction revealed only broad reflections for mica in the 10 $\text{\AA}$  region. Apparently, vermiculite pedogenesis has occurred rather rapidly and most likely has formed directly from a primary mineral source, probably biotite. This can be inferred from its presence only in the coarse clay fraction and its position in the less severely weathered upper horizons. There is no evidence of diagenetic transformation of vermiculite to other 2:1 layered silicates such as illite or smectite. Lack of diagenesis and absence in the fine clay fraction leads to the conclusion that vermiculite in Narifio Andosols is transient or insufficient time has elapsed for transformation to occur. It is unlikely that, when hydrated halloysite increases with profile depth, it is related to vermiculite degradation.

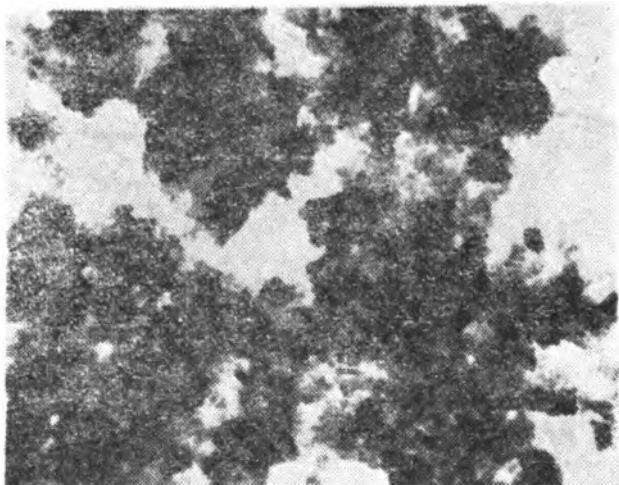


Fig. 9. Transmission electron micrograph (11,000X) of the fine clay ( $<0.2\mu$ ) fraction of horizon A1, profile 4.

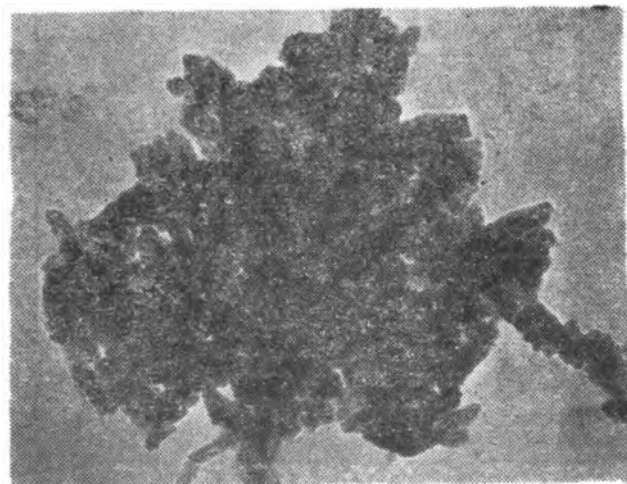


Fig. 10. Transmission electron micrograph (18,600X) of the fine clay ( $<0.2\mu$ ) fraction of horizon C3, profile 1.

### Micromorphology

In contrast to field descriptions (Table 2), which generally exhibited rather weak structural units, the surface horizons of profiles 1-4 were remarkably pedal when observed in thin section. There was some tendency to weak pedality or even apedality in subsurface horizons especially in profiles 1 and 2. There were no major trends in pedality with altitudinal changes.

Void patterns in the surface horizon characteristically displayed strongly interconnecting orthovughs with occasional interconnected orthocraze planes. Subsurface horizons tended to retain a vughy nature but also took on more planar characteristics as evidenced by interconnected orthocraze planes.

Since the Narifio Andosols contained high quantities of weatherable constituents the orthovughs may have been formed in part by differential weathering of mineral skeleton grains and complete removal of the weathering products by leaching. The interconnected nature of the orthovughs especially in A horizons could be due to a high degree of faunal activity and the profusion of roots. Orthoskew and orthocraze planes in subsurface horizons were most likely encouraged by the drying process prior to specimen impregnation. Lower quantities of organic matter in these horizons probably discouraged formation of smaller structural units. The omnipresence of allophane assuredly has had a major role in the genesis of these voids but this role is difficult to ascertain. The hydrophillic nature of allophane and its magnitude of hydration would be influential in void formation especially during desiccation periods.

Cutans occurring in Narifio Andosols were predominantly composed of organic and/or



sesquioxidic compounds with a minimal contribution by layer silicates and were confined to free grain surfaces. Cutanic materials in A1 horizons were dominated by organic colloids. The indeterminate basic fabric of these organans was indicative of opacity and unpreferred orientation in respect to the free grain surface. The organans tended to increase in thickness and continuity with increase in elevation. Cutan mineralogy became more sesquioxidic in subsurface horizons. Sesquans were generally rather thin and discontinuous on mineral surfaces. In some cases, especially in the lowest horizons, grain surfaces were completely free of cutans. Cutan composition tended to retain an organic character to greater profile depths at higher elevations.

Cutans observed in the A horizons were most likely formed by illuviation processes. This involved movement of organic material in suspension with subsequent deposition on grain surfaces. Frei (1964) speculated that colloidal silica acted as a complexing and mobilizing agent for organic matter. Organans are probably intimate mixtures of organic matter, allophane, and possibly colloidal silica although presence of the latter two components is difficult to identify. Genesis of the sesquans probably involved both illuviation and diffusion processes. Their morphology suggests that they were formed by diffusion of soluble Fe from surrounding matrix and subsequent deposition on free grain surfaces. Allophane and colloidal silica illuviation have probably also been additional factors in sesquan genesis. Although vermiculite was detected in these soils its cutanic contribution was probably negligible since it occurred only in the coarse clay fraction and hence has experienced only minor illuviation. It is also suggested that anisotropic properties of oriented vermiculite were masked by opaque organic matter in A horizons and isotropic sesquioxides in lower horizons. The cutanic contribution of hydrated halloysite especially in the deepest horizons is open to speculation. Sesquan birefringence was not noted even in horizons of exceptionally high halloysite contents. This is not unusual since Cady (1965) indicated that halloysite, because of tubular habit, should not show birefringence even though it could form oriented aggregates.

Nariño Andosols generally contained many glaeboles in the form of normal sesquioxidic nodules. The sesquioxide content was predominantly hematitic and in a few cases limonitic. Sesquioxidic nodules were particularly abundant at lower elevations and tended to increase in amount with profile depth. Normal sesquioxidic nodules were probably formed by accretion of iron hydroxides. The tendency of these nodules to increase with profile depth was presumably

due to Fe-rich percolating water. The abundance of ferromagnesian minerals provided an adequate source of iron. Higher evapo-transpiration rates at lower altitudes has probably encouraged periodic high water tensions on natural surfaces which facilitated precipitation of iron hydroxides. This factor has also undoubtedly influenced cutan formation at lower elevations.

Fecal pellets and pedotubules were common features in the A horizons of profiles 1-4 but they decreased with profile depth. Pedotubules were characterized by organic plasma and classified as organic isotubules (orthotubules). Presence of abundant fecal pellets and pedotubules in surface horizons of Nariño Andosols was a logical expectation considering the intense faunal activity observed in the field.

The A horizons of Nariño Andosols generally had isotropic plasmic fabrics with the exception of the A1 horizon of profile 1 which was weakly undulic to silasepic. The subsurface (B and C) horizons of Nariño Andosols generally exhibited weakly undulic to silasepic plasmic fabrics at lower altitudes which were replaced by isotropic plasmic fabrics at higher elevations.

Isotropic plasmic fabrics encountered in A horizons of Nariño Andosols were due to domination of the plasma by organic matter. Quantification of allophane contribution to isotropism in these horizons was difficult. Both XRD and NaF test data indicate that allophane influence must be considerable especially at higher elevations. Interpretation of silasepic to undulic plasmic fabrics especially in the low altitude Andosols was somewhat more complex. Silasepic plasmic fabrics were due mainly to birefringent contribution by silt-size grains dispersed throughout the soil matrix in a random manner. This fabric gave a faint, flecked extinction pattern while rotating the microscope stage under crossed nicols. Brewer (1964) suggested that there was a high correlation between undulic fabric and relatively high proportions of iron oxides. He further stated that iron oxides were known to flocculate and stabilize clay minerals. These authors suggest that in the case of Nariño Andosols hydrated halloysite has contributed to the formation of undulic plasmic fabrics. Cady (1965) stated that halloysite does have very faint, patternless birefringence possibly caused by refraction of light at interfaces between particles.

Skeleton grains in S-matrices of all horizons in profiles 1-4 displayed a random distribution pattern with no specific orientation in regard to plasma and voids. According to Brewer (1964), this is the most commonly observed arrangement of skeleton grains in soil materials.

Andesite lithorelicts were commonly observed in Nariño Andosols. This igneous rock was noted to increase in content with increasing elevation and generally to decrease with profile depth. Glass observed in Nariño Andosols generally displayed a bubbly matrix. Isotropic borders displaying high negative relief in thin section were noted on many mineral grain surfaces. This phenomenon tended to be most conspicuous in surface horizons. Thickness and continuity of these borders tended to increase with increasing altitude.

The ubiquitous presence of andesite lithorelicts was indicative of the prevailing bedrock of the Nariño highlands. Predominance of this component in soils of higher altitudes was, in all likelihood, due to closer proximity of ash source and decreased weathering severity. Isotropic borders on mineral grains resulted from devitrification of volcanic ash and subsequent precipitation of opaline materials on mineral surfaces. Opal forms were variable and many, morphologically, appeared to be phytogenic. However, many opal grains presumably were derived by precipitation from silica-rich soil solutions.

#### ABSTRACT

Four soil profiles from the Andean highlands of Departamento Nariño, Colombia, were investigated by use of chemical, physical, mineralogical, and micromorphological techniques in order to elucidate pedogenetic processes in soils derived from andesitic volcanic ash. The pedons were selected in an altitudinal sequence from 2,000 to 3,510 m as representative of maximum range of weathering severity experienced by aeolian pyroclastic materials in the altiplano of Nariño. All soils were influenced by an annual rainfall range of 500-2,000 mm and an annual isothermal temperature range of 6C to

18C which was closely related to altitude. The selected pedons were characterized by high organic carbon contents especially at higher elevation. Sodium fluoride pH values suggested that the clay fractions of these profiles were dominated by allophane. Low bulk densities and high 15-bar water retentions reflected the high porosity of Andosols and the hydrophilic nature of allophane, respectively.

Hornblende was the dominant heavy 50-500 $\mu$  fraction mineral except in some horizons of the 3510 m profile which were dominated by pyroxenes. Volcanic glass decreased with profile depth and increased with increasing altitude.

Varying amounts of vermiculite, hydrated halloysite, metahalloysite, cristobalite, and allophane were identified by IR, DTA, and XRD analyses. Hydrated halloysite, metahalloysite, and allophane were identified in the fine clay fraction.

A clay mineral weathering sequence of allophane  $\rightarrow$   $\rightarrow$   $\rightarrow$  hydrated halloysite was indicated. The maturation of this sequence increased with profile depth and with decreasing altitude. Occurrence of metahalloysite in surface horizons was attributed to periodic higher moisture tensions. It is hypothesized that coarse clay vermiculite is transient or, alternatively, that insufficient time has elapsed for its transformation to other 2:1 phyllosilicates. It is further postulated that vermiculite pedogenesis occurred rather rapidly through modification from a primary mineral source probably biotite.

Thin section investigations revealed the surface horizons of the Andosols profiles generally had isotropic plasmic fabrics while subsurface horizons exhibited weakly undulic and silasepic plasmic fabrics which were replaced by isotropic plasmic fabrics at higher elevations.

TABLE 1. Andosol sampling site characteristics.

Profile N°	Slope	Elevation*	Classification	Rainfall <sup>+</sup>	Temperature <sup>+</sup>	Natural Vegetation <sup>++</sup>
	%	m		mm	C	
1	8	2,000	Andic Humitropept	500—1,000	18	Dry subtropical forest
2	10	2,440	Typic Dystrandept	1,000—2,000	15	Humid lower montane forest
3	10	3,120	Typic Dystrandept	500—1,000	11	Humid montane forest
4	5	3,510	Dystric Cryandept	500—2,000	6	Sub-alpine grassland ("paramo")

\* Above mean sea level.

+ Approximate annual rainfall or temperature.

++ Modified from Espinal and Montenegro (1963).

TABLE 2. Morphology of selected Colombian Andosol pedons\*

Horizon	Depth cm	Color, moist	Field Texture	Structure	Consistency, moist	Roots	Lower boundary
<b>Profile 1</b>							
A1	0—45	10YR 3/2	sil	1-2msbk	fr	Abundant	cw
B	45—73	7.5YR 4/4	sil	1-2msbk	fr	Plentiful	dw
C1	73—121	10YR 5/6	sil	1-2msbk	fr-fi	Few	gw
C2	121—151	10YR 6/4	fsl	m	fi	Few	as
C3	151+	5YR 3/4	sicl	m	fi	None	—
<b>Profile 2</b>							
A11	0—50	10YR 2/1	sil	1vf & fgr	vfr	Abundant	dw
A12	50—100	10YR 2/1-2/2	sil	1 fgr	fr	Abundant	cl
B	100—120	10YR 5/6	sil-sicl	1 msbk	fr	Plentiful	dw
C	120+	10YR 5/6	sil	1 msbk	fr-fi	Few	—
<b>Profile 3</b>							
A1	0—55	10YR 2/1	sil	2msbk	fr	Abundant	dw
AC	55—69	10YR 2/2-3/3	sil	1msbk	fr	Plentiful	dw
C1	69—94	10YR 3/4	sil	1msbk	fr	Plentiful to few	dw
C2	94—139	10YR 3/3	sil	0-1msbk	fr	Plentiful to few	dw
11C3	139+	10YR 5/6	sil	0-1msbk	fr-fi	Few	—
<b>Profile 4</b>							
A1	0—51	10YR 2/1	sil	2mgr	fr-fi	Abundant	dw
11A1b	51—98	10YR 2/1	sil	m	fr	Plentiful	dw
11C1b	98—135	10YR 3/2	sil	m	fr	Few	dw
111A'b	135—190	10YR 2/1	sil	m	fi	Few to none	cs

\* Terminology and abbreviations defined in the Soil Survey Manual (Soil Survey Staff, 1951)

TABLE 3. Chemical and physical properties of selected Colombian Andosol pedons.

Horizon	pH		1N		Organic Carbon	Ca	Mg	K	Na	Total bases	CEC	Base saturation	15-bar H <sub>2</sub> O	Bulk density
	1:1		1N	NaF										
	H <sub>2</sub> O	KCl												
	----- meq/100g ----- % ----- g/cc -----													
	<b>Profile 1</b>													
A1	5.5	4.6	9.4	2.94	7.5	4.9	1.7	0.4	14.4	39.4	36.7	25.0	0.93	
B	5.6	4.8	9.4	0.60	5.7	4.5	0.4	0.4	10.9	45.5	24.1	31.1	0.80	
C1	6.0	5.3	9.7	0.25	7.5	7.5	0.9	1.1	13.9	41.8	33.2	30.7	0.72	
C2	6.0	5.2	9.7	0.14	5.2	3.4	0.5	0.3	9.3	23.3	40.1	20.6	0.90	
C3	6.0	5.2	9.6	0.15	4.8	5.3	0.4	0.5	11.0	25.6	46.8	23.2	ND	
	<b>Profile 2</b>													
A11	5.3	4.7	11.4	9.40	0.3	1.0	0.1	0.3	1.7	55.6	3.1	33.2	0.44	
A12	5.7	5.1	11.2	5.70	0.3	0.8	0.1	0.3	1.5	63.4	2.3	29.2	ND	
B	5.8	5.3	10.9	1.27	0.3	1.5	0.3	0.2	2.3	51.7	4.3	32.7	0.54	
C	5.4	4.8	10.7	0.77	0.3	1.4	0.6	0.5	2.8	50.1	5.6	33.0	0.64	
	<b>Profile 3</b>													
A1	5.2	4.6	11.2	3.46	3.9	1.6	0.6	0.4	6.4	56.6	11.4	30.9	0.49	
AC	5.3	4.8	11.2	4.05	0.4	1.2	0.1	0.1	1.9	53.3	3.6	22.5	0.49	
C1	5.3	4.8	10.8	2.91	0.8	1.6	0.7	0.1	3.2	45.1	7.1	11.9	ND	
C2	5.7	4.7	10.2	3.43	1.3	3.8	0.7	0.2	6.0	47.8	12.6	22.5	0.34	
11C3	6.0	5.3	10.6	1.05	0.9	3.3	0.4	0.2	4.8	61.5	7.8	ND	ND	
	<b>Profile 4</b>													
A1	5.1	4.3	11.0	6.85	1.1	2.5	0.3	0.1	3.9	64.8	6.1	35.9	0.49	
11A1b	5.3	4.6	10.9	4.08	0.9	0.7	0.1	0.1	1.9	25.1	7.5	10.4	0.66	
11C1b	5.7	4.7	10.8	2.19	1.0	0.4	0.1	0.1	1.6	14.8	11.0	ND	1.22	
11A1b	5.8	4.8	10.9	7.49	1.6	1.2	0.1	0.1	2.9	61.9	4.7	19.6	0.48	

TABLE 4. Sand (50-500 $\mu$  fraction) mineralogy of selected Colombian Andosol pedons

Horizon	Light minerals in 100 grains				Heavy minerals in 100 transparent grains				
	Quartz	Feldspars	Glass	Biotite	Miscel- laneous	Horn- blende	Pyroxene	Biotite	Miscel- laneous
<b>Profile 1</b>									
A1	12	47	5	—	36	95	5	—	—
B	15	83	—	—	2	100	tr	—	—
C1	11	83	tr	—	6	96	2	tr	2
C2	7	55	—	20	18	100	tr	tr	—
C3	8	78	—	4	10	85	4	9	2
<b>Profile 2</b>									
A11	4	52	22	—	22	86	11	—	3
A12	3	66	19	—	12	85	15	—	tr
B	7	80	8	tr	5	68	29	—	3
C	4	68	5	—	23	47	47	tr	6
<b>Profile 3</b>									
A1	tr	57	27	3	13	87	13	—	tr
AC	3	64	17	4	12	76	24	—	tr
C1	2	47	22	—	29	64	36	—	tr
C2	5	45	13	—	37	76	24	—	—
11C3	6	62	8	—	24	58	36	2	4
<b>Profile 4</b>									
A1	3	36	34	—	27	42	56	—	2
11Alb	11	29	30	2	28	67	25	—	8
11Clb	8	31	35	5	21	73	25	tr	2
111Alb	5	26	42	—	27	44	56	—	—

TABLE 5. Semiquantitative estimation of clay minerals in the fine clay (<0.2 $\mu$ ) and coarse clay (0.2-2 $\mu$ ) fractions of selected Colombian Andosols pedons.

Horizon	Fine Clay	Coarse Clay
<b>Profile 1</b>		
A1	mH <sub>1</sub> H <sub>2</sub> A <sub>2</sub>	V <sub>1</sub> mH <sub>2</sub> H <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub> A <sub>3</sub>
B	H <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	H <sub>1</sub> V <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub> A <sub>3</sub>
C1	H <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	H <sub>1</sub> V <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub> A <sub>3</sub>
C2	H <sub>1</sub> A <sub>2</sub>	H <sub>1</sub> V <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub> A <sub>3</sub>
C3	H <sub>1</sub> A <sub>3</sub>	H <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub> A <sub>3</sub>
<b>Profile 2</b>		
A11	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>2</sub> mH <sub>3</sub> Cr <sub>3</sub>
A12	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub>
B	—	—
C	H <sub>1</sub> A <sub>1</sub>	H <sub>1</sub> V <sub>2</sub> A <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub>
<b>Profile 3</b>		
A1	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub>
AC	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub>
C1	A <sub>1</sub> H <sub>2</sub>	A <sub>1</sub> V <sub>2</sub> H <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub>
C2	A <sub>1</sub> H <sub>2</sub>	H <sub>1</sub> A <sub>2</sub> V <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub>
11C3	A <sub>1</sub> H <sub>3</sub> Cr <sub>3</sub>	A <sub>1</sub> H <sub>3</sub> Cr <sub>3</sub>
<b>Profile 4</b>		
A1	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>1</sub> mH <sub>3</sub> Cr <sub>3</sub>
11Alb	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub>
11Clb	A <sub>1</sub>	V <sub>1</sub> A <sub>1</sub> Cr <sub>3</sub>
111Alb	A <sub>1</sub>	A <sub>1</sub> V <sub>2</sub> Cr <sub>3</sub>

H = Hydrated halloysite  
 mH = Metahalloysite  
 V = Vermiculite

1 = Abundant, >40%  
 2 = Less abundant, 10-40%  
 3 = Minor, <10%

Cr = Cristobalite  
 A = Allophane

## LITERATURE CITED

- Aomine, S. and K. Wada. 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice resulting in formation of hydrated halloysite. *Am. Miner.* 47:1024-1048.
- Barrows, H. L., and E. C. Simpson. 1962. An EDTA method for direct routine determination of calcium and magnesium in soils and plant tissue. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26:443-445.
- Beaoin, E. 1969. Clay mineralogy of volcanic ash soils. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America. IAIAS, Turrialba, Costa Rica. B.I.I.-16.
- Blake, G. R. 1965. Bulk density. In C. A. Black (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part. 1. *Agronomy* 9:375-377. Amer. Soc. Agron., Madison, Wis.
- Blasco L., M. 1969. Chemical characteristics of the volcanic ash soils of Nariño, Colombia. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America. IAIAS, Turrialba, Costa Rica. B.8.1-9.
- Bower, C., R. F. Reimeier, and M. Fireman. 1952. Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Sci.* 73:251-261.
- Brewer, R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Cady, J. G. 1965. Petrographic microscope techniques. In C. A. Black (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part 1. *Agronomy* 9:604-631. Amer. Soc. Agron., Madison, Wis.
- Carlisle, V. W. 1964. Electron micrographs of clays in Florida soils. *Soil and Crop Sci. Soc. Fla. Proc.*, 24:89-99.
- Espinal, S., and E. Montenegro. 1963. Formaciones vegetales de Colombia. Departamento Agrológico, Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá, Colombia.
- Fieldes, M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part II: Allophane and related mineral colloids. *N. Z. J. Sci. Tech. Bull.* 37:336-350.
- Fieldes, M. 1966. The nature of allophane in soils. Part I. Significance of structural randomness in pedogenesis. *N. Z. J. Sci.* 9:599-607.
- Fieldes, M., and K. W. Perrott. 1966. The nature of allophane in soils. Part. 3. Rapid field and laboratory test for allophane. *N.Z.J. Sci.* 9:623-629.
- Frei, E. 1964. Micromorphology of some tropical mountain soils. In A. Jongerius, (ed.) *Soil Micromorphology*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, Holland.
- Grim, R. E. 1968. *Clay Mineralogy*. McGray-Hill, Inc., New York.
- Holdridge, L. R. 1947. Determination of world plant formation from simple climatic data. *Science*. 105:367-368.
- Jackson, M. L. 1958. Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation. *Clays Clay Miner.* 6:133-143.
- Lavkulich, L. M., and J. H. Wiens. 1970. Comparison of organic matter destruction by hydrogen peroxide and sodium hypochlorite and its effects on selected mineral constituents. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 34:755-758.
- Luna, C. 1969. Genetic aspects of Colombian Andosols. Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America. IAIAS, Turrialba, Costa Rica. A. 3. 1-12.
- Mejía, G., J. Kohnke, and J. L. White. 1968. Clay mineralogy of certain soils of Colombia. *Soil Sci. Amer. Proc.* 32:665-670.
- Oinuma, K., and H. Hayashi. 1968. Infrared spectra of clay minerals. *J. Tokyo Univ.* 9:57-98.
- Reneau, R. B., and V. W. Carlisle. 1971. Clay mineral differential thermograms as affected by fired asbestos. *Soil and Crop, Sci. Soc. Fla. Proc.*, 30:315-320.
- Rich, C. I. 1969. Suction apparatus for mounting clay specimens on ceramic tile for X-ray diffraction. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33:815-816.
- Soil Survey Staff. 1951. *Soil Survey Manual*. USDA Handbook N° 18. U. S. Gov't. Printing Office, Washington, D. C.
- Soil Survey Staff. 1970. *Soil Taxonomy* (selected chapters from the unedited text). Soil Conservation Service, U. S. Department of Agriculture, Washington, D. C.
- U. S. Salinity Laboratory Staff. 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. USDA Handbook N° 60.
- Varela, J. 1963. Estudio general de suelos del sector Pasto-Río Mayo. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá, Colombia.
- Walkley, A., and I. A. Black. 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 37:29-38.
- Whittig, L. D. 1965. X-ray diffraction techniques for mineral identification and mineralogical composition. In C. A. Black (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part. 1. *Agronomy* 9:676-681. Amer. Soc. Agron., Madison, Wis.
- Wright, A. C. S. 1964. The "Andosols" or "Humic Allophane" soils of South America. *World Soil Resources Report*, FAO. 14:9-22.



# GEOLOGIA Y CARACTERISTICAS DE LOS SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS DE LA REGION PACIFICA DE NICARAGUA\*

EDUARDO J. MARIN CASTILLO\*\*

## I. INTRODUCCION

Nicaragua es un país que presenta una geología predominantemente volcánica, cuya estratigrafía va desde el Paleozoico Superior hasta el Holoceno. En las regiones Central y Norte del país se notan aún los rasgos de numerosas calderas antiguas (Mioceno) distribuidas aparentemente sin control estructural, siendo la litología dominante, compuesta por rocas básicas y ácidas. En cambio en la región del Pacífico permanecen intactos numerosos aparatos volcánicos del Pleistoceno orientados en forma de cordillera de rumbo N. O. a S. E., siendo la litología dominante de piroclastos y flujos lávicos; algunos de estos aparatos aún permanecen activos.

La región del Pacífico comprende el 10% del área total de la nación y en ella se concentra aproximadamente el 60% de la población. Incluye la mayoría de las áreas agrícolas desarrolladas y casi todas las industrias e infraestructuras principales del país.

En esta región se producen los cultivos principales generadores de divisas como: algodón, caña de azúcar, bananos y el 66% de la producción de café.

Comprende los departamentos de Masaya, Carazo, Granada, Rivas y parte de los departamentos de Chinandega, León y Managua. En este trabajo se describe la geología regional de las áreas influenciadas por el vulcanismo terciario y cuaternario, las características generales y la clasificación taxonómica de los suelos, así como el uso principal de los mismos.

## DESCRIPCION GENERAL DE LA REGION

La región que comprende el presente trabajo se localiza en una franja de 60 a 80 kilómetros de ancho aproximadamente que se distri-

buye de N. O. a S. E., paralelamente a la Costa del Pacífico, entre los 11° y 13° de latitud Norte y 85° 30' y 87° y 45' de longitud Oeste. Comprende una superficie aproximada de 16.000 kilómetros cuadrados.

## II-1 GEOLOGIA HISTORICA (1)

La región Pacífica de Nicaragua data su origen del Cretácico Superior, dando inicio a formaciones sedimentarias sobre una gran cuenca de subsidencia. A finales del Oligoceno o a principios del Mioceno se inició la actividad volcánica que dió origen a las formaciones volcánicas continentales.

El orden cronológico en el pasaje de estas formaciones es el siguiente: En el Cretácico superior se originó la formación de Rivas; no se tiene información de formaciones del Paleoceno. En el Eoceno se originó la Formación Brito y en el Oligoceno, Mioceno y Plioceno, las formaciones Masachapa, El Fraile y El Salto respectivamente.

Focos de erupción muy retirados de estas formaciones sedimentarias contaminaron el ambiente y depositaron capas de muy poco espesor de cenizas volcánicas de tipo cinerítico y aglomerados en las dos primeras formaciones, en cambio durante el Mioceno el aumento de la actividad volcánica y posiblemente la cercanía a los focos de erupción aumentó los depósitos piroclásticos en la formación El Fraile.

Mientras en la cuenca sedimentaria se depositaban los últimos sedimentos del Oligoceno y del Mioceno, en la parte continental del Este tenían lugar erupciones volcánicas que originaron el Grupo Matagalpa, Formación Tamarindo y el Grupo Coyal. La parte inferior de este último se correlaciona con la formación Tamarindo, la cual se interdigita con la formación sedimentaria El Fraile.

Hacia fines del Mioceno se produjo el levantamiento de la cuenca sedimentaria y posteriormente un somero hundimiento que permitió, en el Pacífico, el origen de la formación arrecifal El Salto mientras que en el continente continuaban los volcánicos del Coyal Superior y comenzaba una actividad volcánica piroclástica que daba origen al Grupo Las Sierras, el

\* La presentación de este trabajo ha sido posible, gracias a la valiosa información existente en la Oficina de Catastro e Inventario de Recursos Naturales y a la colaboración de los señores Ingeniero Geólogo Juan Kuang e Ingeniero Agrónomo Pedro Romero.

\*\* Jefe del Departamento de Suelos y Dasonomía Catastro e Inventario de Recursos Naturales.

cual se interdigita con la parte superior de la formación El Salto, cubriendo parcialmente la superficie de ésta y de la formación Masachapa. Durante el Pleistoceno se produjeron los esfuerzos tensionales que en gran parte originaron la Depresión Nicaragüense.

Paralelamente a la formación de la Depresión Nicaragüense y a lo largo de las fracturaciones profundas se iniciaron las etapas volcánicas que originaron la conformación de los aparatos volcánicos que forman la Cordillera de los Marrabios, la actividad explosiva de algunos de estos volcanes continúa en forma reducida hasta nuestros días. (Cerro Negro, Telica, Santiago).

## II - 2 ESTRATIGRAFIA (6)

En este acápite solamente se describen las formaciones volcánicas ya que sus rasgos litológicos han sido fundamentales para el desarrollo de los suelos derivados de estos materiales.

### II - 2.1 Grupo Matagalpa

Este grupo volcánico es el más extenso del país, pero en el presente trabajo solamente incluye una pequeña área en las cercanías de la Mina El Limón. Litológicamente se encuentra formado principalmente por flujos andesíticos dentro de los cuales es posible efectuar 3 diferenciaciones, que en orden ascendente son:

- a) Flujos andesíticos de coloración ligeramente verdosa con intercalaciones de aglomerados y brechas.
- b) Flujos andesíticos de color muy oscuro.
- c) Flujos andesíticos de color rosado, muy porfiríticos.

En general todas estas unidades se presentan mineralizadas siendo notable la silificación en la última unidad.

Tentativamente puede ser correlacionado con la parte basal de la formación Tamarindo del Mioceno, pero ha sido incluido en el Matagalpa de acuerdo a los conceptos de Mac Birney y Williams (4).

### II - 2.2 Formación Tamarindo

Diferentes autores como Wilson (9), Mac Birney y Williams (5), la definen como una secuencia volcánica ignimbrítica con flujos lávicos andesíticos muy subordinados, sobre todo en su parte superior. Zoppis y Del Guidice (10),

la definen como una secuencia monótona de ignimbritas.

Los rasgos litológicos de esta formación varían de acuerdo a su estratigrafía, los cuales predominan de los niveles más recientes a los más antiguos en la siguiente sucesión: ignimbritas, tobas, tufitas y flujos de composición basáltico-andesítico. Las ignimbritas en su mayoría corresponden al tipo ácido y deben su origen a un estado volcánico medio, entre las piroclásticos y rocas lávicas, denominadas "nubes ardientes".

### II - 2.3 Grupo Coyol

La parte inferior de este grupo está formada por flujos andesítico-ignimbríticos y aglomerados ignimbríticos, correlacionándose cronológicamente con la formación Tamarindo.

Sobre la unidad anterior y en aparente concordancia se presenta una alternancia de flujos lávicos andesítico-basálticos y aglomerados, tentativamente asignados a la parte superior del grupo. Teniendo en cuenta su litología, se considera que estos corresponden a restos de calderas fuertemente erosionadas.

### II - 2.4 Grupo Las Sierras

Este grupo ampliamente distribuido en el área, comprende todos los materiales piroclásticos que fueron depositados parcialmente, en ambiente de aguas someras durante el Pliopleistoceno.

Litológicamente se encuentra formado por una variedad de materiales pertenecientes a erupciones piroclásticas y se compone de tobas aglomerádicas poco cementadas. En orden ascendente, este grupo está formado por aglomerados con casi 20% de pómez, intercalada con areniscas de la formación El Salto (interdigitación) lo cual representa el nivel más inferior de este grupo. Sobre este nivel se observa un paquete de aglomerados tobáceos, en el cual el pómez es ya subordinado, también se presentan intercalaciones de areniscas de la formación El Salto, pero formando capas delgadas. Sobre lo anterior se encuentran intercalaciones de tobas y aglomerados; algunos horizontes de éstos aglomerados presentan grandes fragmentos de bombas (15 x 10 cms.). En la parte superior de esta secuencia se presentan capas gruesas de tobas de colores claros y en su secuencia hacia el tope presentan intercalaciones en capas de lapilli-basáltico de color oscuro, que son dominantes en las partes superiores.

El contacto de este grupo con otras formaciones más antiguas es discordante, observán-

dose siempre un conglomerado basal. Los contactos con la formación El Salto son de dos tipos; el primero es de carácter interdigital y el segundo es de tipo discordante. Tomando en cuenta estos dos tipos de contactos y considerando que la formación El Salto pertenece al Plioceno, se deduce que el grupo Las Sierras puede incluirse dentro del Plio-Pleistoceno. Estudios más detallados de este grupo volcánico darían lugar a separaciones de formaciones.

## II - 2.5 Volcánicos del Cuaternario

Con este nombre se conoce a todos los aparatos volcánicos que durante el Pleistoceno conformaron la Cordillera de los Marrabios. Mac Birney y Williams (5) dividieron la Cordillera de los Marrabios en ocho grupos de volcanes que abarcan desde el volcán Cosigüina en el Golfo de Fonseca hasta el volcán Mademas en la Isla de Ometepe en el Lago de Nicaragua; comprenden un total de 27 volcanes, de los cuales cinco permanecen activos, siete presentan actividad fumarólica, diez están inactivos y cinco se encuentran extintos.

## II - 2.6 Depósitos Sedimentarios Recientes

Estos depósitos constituyen las planicies Nagrandanas, planicies del Noroeste y parte de las planicies de Tipitapa; están formados por deposiciones aluviales y coluviales de materiales piroclásticos retrabajados y en parte rejuvenecidos por deposiciones piroclásticas recientes debido a la actividad de algunos volcanes como Cerro Negro, Telica y Santiago.

## II - 3 GEOMORFOLOGIA (7)

La región del Pacífico de Nicaragua está dividida de Oeste a Este, en tres provincias fisiográficas principales que son: Costanera del Pacífico, Volcánica del Pacífico y Depresión Nicaragüense.

### II - 3.1 Provincia Costanera del Pacífico

En base de sus rasgos geomorfológicos esta provincia está subdividida en las siguientes subprovincias: Planicies Nagrandanas, Mesas del Tamarindo, Cordillera del Pacífico, Cordillera de Brito y Planicies de Rivas. Las características más sobresalientes de estas subprovincias se enumeran a continuación.

#### a) Planicies Nagrandanas

Estas planicies se consideran como una llanura volcánica y se hallan adjuntas al Océano Pacífico. Se caracterizan por estar formadas por angostas planicies costeras de relieve bajo y desarrolladas principalmente sobre piroclás-

ticos del Cuaternario. El patrón de drenaje más común es dendrítico. Los esteros de inundación y una línea costera irregular, justifican que la parte occidental de esta subprovincia sea clasificada como una costa de inmersión.

#### b) Mesas del Tamarindo

Esta subprovincia se encuentra en la parte central de la provincia Costanera del Pacífico y representa una transición entre las planicies Nagrandanas que son bajas, casi horizontales y en subsidencia, y las subprovincias más altas, emergentes y de buzamiento más escarpado de la cordillera del Pacífico y Cuestas de Diriamba. Se caracteriza por formar pequeñas mesas y colinas que tienden a elongarse hacia el N. O. y están coronadas por ignimbritas terciarias. El patrón de drenaje es dendrítico a pinado.

#### c) Cordillera del Pacífico

Esta cordillera se encuentra paralela al océano, y se caracteriza por presentar lomas redondeadas y colinas homoclinales de sedimentos marinos del Terciario Inferior y Medio, alcanzando una elevación máxima de 350 metros sobre el nivel del mar. La superficie de esta Cordillera se encuentra cubierta discordantemente por piroclastos del cuaternario, cuyo grosor aumenta al alejarse de la costa hacia el Este y Noreste. El patrón de drenaje es enrejado. La Cordillera del Pacífico se pierde bajo el océano en una línea costera de emersión.

#### d) Cordillera de Brito

Esta subprovincia no es más que la continuación de la Cordillera del Pacífico, solo que ésta tiene por lo general un buzamiento más inclinado alcanzando así mismo alturas superiores a los 350 m.s.n.m. Las lomas redondeadas y colinas homoclinales son sedimentos cretácicos y del terciario inferior. El patrón de drenaje es enrejado con pequeñas variaciones angulares causadas por fallas o fracturas. La línea costera es de emersión.

#### e) Planicies de Rivas

Se caracterizan por constituir una planicie costanera emergente de relieve bajo, formado en su mayoría por deposición de materiales lacustres y aluviales y cuya superficie se encuentra contaminada por piroclastos del cuaternario. En el sector sur, ésta, se encuentra sobre la formación del cretáceo Rivas ligeramente inclinada. El límite con la Cordillera de Brito, es una divisoria de drenaje marcada por una prominente falla y escarpa. Los ríos corren hacia el este con patrón dendrítico de textura media y desembocan al Atlántico vía Lago de Nicaragua.

## II - 3.2 Provincia Volcánica del Pacífico

La Provincia Volcánica del Pacífico, incluye los materiales volcánicos y todos los aparatos volcánicos activos e inactivos que se localizan en las siguientes subprovincias: Península de Cosigüina, Lomas de Buena Vista, Cordillera de los Marrabios, Cuestas de Diriamba y Pie de Monte de Orosí. Las características de estas subprovincias se describen a continuación:

### a) Península de Cosigüina

Esta península está formada por un histórico cono volcánico que lleva el mismo nombre, actualmente alcanza una altura máxima de 859 metros, sobre el nivel del mar. El cono del volcán Cosigüina contiene un cráter desplomado, con agua que se formó durante la erupción de 1835. El patrón de drenaje es radial.

### b) Lomas de Buena Vista

Las lomas de Buena Vista están formadas por un basamento de rocas volcánicas del Terciario Superior (lavas y subordinado de ignimbrita) y forman un paisaje de colinas de mediana altura, suavemente bisectadas por una red de drenaje superficial que corre principalmente hacia el norte del Golfo de Fonseca y caen al Estero Real, también algunos drenes corren hacia el Océano Pacífico. No se ha desarrollado un patrón de drenaje sistemático.

### c) Cordillera de los Marrabios

Esta subprovincia la componen todos los aparatos volcánicos recientes. Se extiende desde El Chonco, que es un cono adventicio del volcán San Cristóbal hasta la Isla de Ometepe en el Lago de Nicaragua, la mayor parte de estos aparatos volcánicos sobrepasan los 1,000 metros de altura, siendo la máxima altura, la alcanzada por el San Cristóbal con 1745 metros sobre el nivel del mar. Los conos volcánicos mejor desarrollados y preservados tienen un patrón de drenaje radial.

### d) Cuestas de Diriamba

Esta subprovincia comprende el macizo montañoso denominado también "Sierras de Managua" y "Mesetas de Carazo". La litología dominante consiste de materiales piroclásticos del Plio-Pleistoceno que se distribuyen formando filetes aristados con drenajes profundos y angulares, (por razón de su poca compacidad). Alcanza una elevación máxima de 900 metros sobre el nivel del mar inclinándose suavemente hacia el Pacífico y un poco más inclinado hacia el Este. El patrón de drenaje es paralelo y corren una parte hacia el Pacífico y otra hacia

el Lago de Managua y Lagunas de Masaya y Apoyo.

### e) Pie de Monte de Orosí

Se localiza en el extremo sureste de la región y su litología consiste de tobas cineríticas depositadas en parte en medio acuoso y por flujos lávicos básicos, producto de las erupciones del volcán Orosí de Costa Rica. El patrón de drenaje es subparalelo y corre hacia el Lago de Nicaragua.

## II - 3.3 Provincia de la Depresión Nicaragüense

Esta provincia está subdividida en Planicies del Noroeste y Planicie de Tipitapa.

### a) Planicies del Noroeste

Esta subprovincia comprende una extensa llanura que se localiza entre el Lago de Managua, Tierras Altas del Interior, Cordillera de los Marrabios y el Golfo de Fonseca. Una gran parte de esta llanura se encuentra cubierta por aluviales cuaternarios, principalmente en la llanura baja del Golfo de Fonseca. En la parte central y sur predominan los depósitos de cenizas volcánicas encontrándose algunos afloramientos de piroclastos y lavas cuaternarias aisladas, y de ignimbritas y lavas terciarias que forman lomeríos bajos. El drenaje se divide casi a la altura de la población de Malpaisillo, hacia el Golfo de Fonseca y hacia el Lago de Managua.

### b) Planicies de Tipitapa

Las llanuras de Tipitapa ocupan el Valle de relieve bajo comprendido entre los Lagos de Managua y Nicaragua. Los niveles superficiales son en su mayoría materiales piroclásticos cuaternarios y depósitos lacustres y fluviales no consolidados. El drenaje superficial corre hacia ambos lagos.

## II - 4 CLIMA

El clima de la mayor parte de la región del Pacífico se caracteriza por presentar temperaturas cálidas (22 a 37°C) durante todo el año. La precipitación anual varía de 900 m.m. en las zonas más secas a 1.900 m.m. en las más húmedas, distribuyéndose en un período de seis meses comprendido entre Mayo y Noviembre y con un período seco definido entre Diciembre y Abril.

## II - 5 CONDICIONES ECOLOGICAS

De acuerdo al sistema de Zonas de Vida o Formaciones Vegetales del Mundo (L. R. Hol-

dridge), Tosi (8) clasificó la región en las siguientes zonas de Vida:

- 1 - **Bosque Subtropical Húmedo**  
En esta zona de vida se incluyen las siguientes transiciones: a) Seca (sub-húmedo), b) Muy húmeda y c) Cálida (más de 24°C).
- 2 - **Bosque Subtropical Seco**  
Incluye solamente la transición a Muy húmedo.
- 3 - **Bosque Tropical Seco**  
Incluye solamente la transición a Muy húmedo.
- 4 - **Bosque Tropical Húmedo**  
Incluye las transiciones a Templado Subtropical (menos de 24°C) y Muy Seca.
- 5 - **Bosque Tropical Premontano Húmedo**  
En esta zona de vida se incluyen las siguientes transiciones: a) Cálido Tropical (más de 24°C); b) Muy Seca (subhúmedo); c) En línea de transición Subtropical y d) En línea de cambio a Subtropical, transición muy seca.
- 6 - **Bosque Subtropical Muy Húmedo**  
Comprende los picos más altos de la región.

## II - 6 SUELOS (7)

Los suelos derivados de piroclastos y flujos lávicos se distribuyen por casi toda la región del Pacífico, incluyendo las formaciones sedimentarias que fueron contaminadas con cenizas expelidas por los focos cercanos a la cuenca de sedimentación, durante el Mioceno.

En esta región han sido identificadas y cartografiadas 132 series de suelos, sin incluir algunos suelos con carácter vértico y vertisoles, suelos aluviales y tipos misceláneos de tierras (escarpadas, pedregosas, playas y muy superficiales) que no pudieron ser caracterizados. Estos suelos han sido derivados a partir de diferentes tipos de materiales volcánicos principalmente de composición básica como: diferentes tipos de tobas, brechas y aglomerados, flujos lávicos basálticos y andesíticos, ignimbritas, lapilli de basalto, pómez, etc.

De acuerdo con los conceptos del Sistema de Clasificación de Suelos (Séptima Aproximación de 1960 y suplemento de 1967), estos suelos han sido agrupados dentro de los siguientes órdenes: Vertisoles, Inceptisoles y Mollisoles.

### II - 6.1 Entisoles

Los Entisoles identificados en esta región no incluyen ninguna serie de suelos y no fueron clasificados. Estos suelos fueron cartografiados como Tipos Misceláneos de Tierras, que incluyen: a) áreas pequeñas y aisladas en planicies aluviales muy recientes, que tentativamente se pueden correlacionar con los Ustifluvents; b) superficies geomórficas muy recientes, con pendientes escarpadas sujetas a una erosión activa y que se pueden correlacionar con los Ustorthents; y c) playas marinas y lacustres que se pueden correlacionar con los Quartzipsamments

Los suelos de los incisos a y b, son usados generalmente con pastizales y cultivos de subsistencia. Las áreas no cultivadas se encuentran con vegetación de segundo crecimiento.

### II - 6.2 Vertisoles

Los suelos que se incluyen dentro de este orden se caracterizan por poseer grandes cantidades de arcilla, aparentemente de naturaleza montmorillonítica. Se expanden durante la estación lluviosa (5 a 6 meses, de Mayo a Noviembre) y se contraen formando grietas anchas durante la mayor parte de la estación seca (6 a 7 meses, de Diciembre a Abril). Generalmente se encuentran en depresiones, llanos y planicies con escurrimiento superficial lento, también se encuentran asociados con otros suelos ocupando los relieves más bajos y planos.

Estos suelos pertenecen al Suborden de los Usterts, dentro del cual se cartografiaron los dos Grandes Grupos del sistema, llamados Chromusterts y Pellusterts, siendo el Subgrupo typic el dominante para ambos.

Estos suelos en secano son usados principalmente con pastizales en los que se practica agricultura de tipo extensivo. Cuando son irrigados son cultivados con arroz con muy buen suceso. Gran parte de estos suelos se encuentran con bosques de segundo crecimiento.

### II - 6.3 Inceptisoles

Todos los Inceptisoles encontrados pertenecen al suborden de los Andepts. Dentro de este suborden se clasificaron los siguientes grandes grupos de suelos: Durandept, Eutrandept y Vitrandept.

Estos suelos se caracterizan porque se han desarrollado a partir de piroclastos correspondientes al grupo Las Sierras, a los Volcánicos del Cuaternario y a los Depósitos Sedimentarios Recientes.

Cuando son muy recientes presentan perfi-

les A.C., pero con la presencia de un epipedón móllico, en cambio cuando son juveniles presentan perfiles A. (B) C.

**Durandept:** Incluye todos los suelos que presentan a mediana profundidad un estrato endurecido, conocido popularmente con el nombre de Talpetate\* (3) comprende un total de 13 series de suelos que cubren una superficie de 730 Km<sup>2</sup>., y corresponden en su mayoría al Subgrupo Typic.

Se distribuyen principalmente en el grupo "Las Sierras" y en las depresiones de las formaciones sedimentarias de El Salto, Masachapa y El Fraile, que presentan deposiciones por acarreo del producto de descomposición de las tobas. Presentan perfiles AC y A (B) C.

Estos suelos cuando se localizan a más de 450 metros sobre el nivel del mar, son usados principalmente con café, además de frutales y cítricos, a menor altura son usados principalmente con pastos, además de caña, agricultura de subsistencia y bosques de segundo crecimiento.

**Eutrandept:** Incluye los suelos que presentan un epipedón móllico y una capacidad de retención de humedad a 1/3 de bar mayor del 20%. Son profundos, bien drenados y presentan variaciones texturales de franco a franco arcilloso. Comprende 13 series de suelos que cubren una superficie de 625 Km<sup>2</sup> y pertenecen al Subgrupo Typic.

Estos suelos se han desarrollado en planicies a partir de material piroclástico que ha sido retrabajado y constituye los Depósitos Sedimentarios Recientes, presentan perfiles A (B) C.

Son usados principalmente con algodón, además de caña de azúcar, bananos y pequeñas áreas con pastos y cultivos de subsistencia.

**Vitrandept:** Incluye los suelos que presentan un epipedón móllico y una capacidad retención de humedad a 1/3 de bar menor del 20%. Son generalmente profundos, bien drenados y presentan variaciones texturales de Franco arenoso a Arena franca. Comprenden un total de 28 series de suelos, que cubren una superficie de 1,380 Km<sup>2</sup> y se incluyen dentro del Subgrupo Móllico.

Estos suelos han sido desarrollados a partir de depósitos piroclásticos, correspondientes al Volcánico Cuaternario y presentan perfiles AC.

\* Toba mixta palagónica derivada de la alteración de una toba mixta basáltica original.

Son usados con algodón, pastos y cultivos de subsistencia. Areas sin cultivos presentan bosques de segundo crecimiento.

## II - 6.4 MOLLISOLES

Los suelos que se incluyen en este orden han sido divididos de acuerdo a características específicas en los siguientes Subórdenes: Ustolls, Aquolls y Udolls.

Estos suelos se caracterizan por la presencia de un epipedón móllico y son más desarrollados que los Inceptisoles, presentando perfiles A(B)C y ABC. La mayor parte de estos suelos han sido desarrollados de piroclastos de los Volcánicos del Cuaternario y en menor proporción de flujos lávicos y aglomerados del Terciario.

Los Grandes Grupos identificados dentro del suborden de los Ustolls son:

**Argiustolls:** Estos suelos se caracterizan por presentar acumulaciones de arcilla en el subsuelo. El horizonte B se presenta bien estructurado y de coloraciones pardo rojizas. Son generalmente profundos y bien drenados, presentan texturas franco arcillosas en la superficie con subsuelo arcilloso. Comprenden un total de 26 series de suelos que cubren una superficie de 1,400 Km<sup>2</sup>., 14 de éstas fueron clasificadas como Typic Argiustolls, 2 como Aquic Argiustolls, 2 como Duric Argiustolls y 8 como Pachic Argiustolls.

El Subgrupo Aquic, difiere del Typic por drenaje deficiente y se localiza en áreas depresionales. Son usados con pastos, cultivos de subsistencia y algodón.

El Subgrupo Duric, difiere del Typic por tener un estrato parcialmente endurecido (Talpetate) con un espesor mínimo de 15 centímetros a mediana profundidad. Son usados principalmente con algodón, además de caña y pastos, encontrándose áreas con bosques de segundo crecimiento.

El Subgrupo Pachic, difiere del Typic por tener un epipedón móllico excepcionalmente grueso que penetra en gran parte del horizonte argílico. Son usados principalmente con algodón.

**Durustolls:** Estos suelos se caracterizan por tener a mediana profundidad un estrato endurecido (Talpetate) dentro de una profundidad de un metro de la superficie. Tienen un horizonte argílico encima del estrato endurecido y son bien drenados. Comprenden dos series de suelos que fueron clasificadas como Ty-

**pic Durustolls** y cubren una superficie de 380 Km<sup>2</sup>.

Estos suelos son usados con algodón en las áreas más planas, con pastos en las áreas onduladas y con café y cítricos en alturas superiores a los 450 m.s.n.m.

**Haplustolls:** Este gran grupo difiere de los Argiustolls por carecer de un horizonte argílico, presentando perfiles A(B)C. Comprende 19 series de suelos, que fueron clasificadas dentro de 7 subgrupos en la siguiente forma: 5 Typic, 4 Aquic, 3 Fluventic, 2 Pachic, 2 Vertic, 2 Duric y 1 Cumulic Haplustoll.

**Cumulic:** Se localizan en planicies aluviales y el epipedón móllico está contaminado por deposiciones recientes. Son usados con algodón.

**Duric:** Presentan un estrato endurecido (talpetate) a profundidades menores de un metro. Son usados con pastos, cultivos de subsistencia y café en alturas superiores a los 450 m.s.n.m.

**Fluventic:** Se encuentran en planicies aluviales y la cantidad de materia orgánica decrece irregularmente con la profundidad. Son usados principalmente con pastos, además de cultivos de subsistencia y algodón.

**Pachic:** Presentan un epipedón móllico excepcionalmente grueso. Son usados con algodón, pastos y cultivos de subsistencia.

**Vertic:** Poseen cantidades considerables de arcilla aparentemente montmorillonítica, lo cual hace que se agrieten durante la época seca, aunque en menor grado que los Vertisoles. Son usados principalmente con algodón.

**Calciustolls:** Se caracterizan por presentar un horizonte petrocálcico dentro de 1.5 metros de profundidad, se distribuyen en áreas planas o en ligeras depresiones. Este gran grupo comprende solamente una serie de suelos que fue clasificada como Petrocalcic Calciustolls. Son cultivados principalmente con algodón y comprenden una superficie de 5 Km<sup>2</sup>.

Dentro del suborden de los Aquolls se identificaron los siguientes grandes grupos:

**Argiaquolls:** Estos suelos se encuentran en planicies aluviales casi planas o en ligeras de-

presiones, son mal drenados, tienen un horizonte argílico, pero carecen de un horizonte nátrico o estrato endurecido. El material madre ha sido depositado y consiste de ceniza volcánica y materiales retrabajados de lutita, arcosa y areniscas. Este gran grupo comprende solamente una serie de suelos que fue clasificada como Typic Argiaquolls, encontrándose a veces asociada con suelos clasificados como Typic Eutrandept.

Estos suelos son cultivados principalmente con caña de azúcar, además de hortalizas y cultivos de subsistencia.

**Haplaquolls:** Estos suelos se caracterizan por presentar un desarrollo mínimo del perfil, carecen de un horizonte argílico y nátrico y de un horizonte cálcico. Se derivan de depósitos lacustres y están sobre una toba calcárea de textura gruesa débilmente cementada. Son pobremente drenados y se han desarrollado bajo la influencia de una tabla de agua fluctuante que es alta durante la mayor parte del año. Generalmente contienen sales y en algunos lugares un poco de álcali.

Este gran grupo comprende tres series de suelos, de las cuales dos han sido clasificadas como Typic Haplaquolls y una como Lithic Vertic Haplaquolls, esta última tiene un contacto lítico a menos de 50 centímetros y presenta mayor cantidad de arcilla aparentemente montmorillonítica. Estos suelos son usados con pastos mejorados y resistentes a las sales, para ganadería de tipo intensivo.

Dentro del suborden de los Udolls se identificaron los siguientes grandes grupos:

**Argiudolls:** Los Argiudolls son los Udolls que tienen un horizonte argílico con hues más rojo que 10YR, y con cromas de más de 4, dominantes por lo menos en la parte inferior del horizonte argílico.

Este gran grupo comprende dos series de suelos que han sido clasificados como Typic Argiudolls. Se caracterizan por encontrarse en regiones de mucha precipitación con una estación seca de tres a cuatro meses. Son suelos arcillosos, bien drenados de coloraciones rojizas que se han desarrollado de tobas de tipo cinerítico. Comprenden una superficie de 130 Km<sup>2</sup>.

**Hapludolls:** Son suelos con un mínimo desarrollo, que carecen de un horizonte argílico o cualquier otro horizonte fuertemente diferenciado.

Este gran grupo comprende solamente una serie de suelos que ha sido clasificada como

**Lithic Hapludolls.** Se caracteriza por encontrarse en climas muy lluviosos con una estación seca de tres a cuatro meses. Son suelos franco arcillosos y bien drenados con coloraciones pardo rojizo y desarrollados de aglomerados piroclásticos.

Dadas las magníficas condiciones de humedad en que se distribuyen los suelos comprendidos dentro de los Udolls, son dedicados para ganadería de tipo extensivo. Comprenden una superficie de 5 Km<sup>2</sup>.

### III RESUMEN

La región del Pacífico de Nicaragua comprende una superficie de 16.000 kilómetros cuadrados y en ella se localiza la geología volcánica más reciente del país. Es la región más importante desde el punto de vista agrícola, debido principalmente a la naturaleza de los suelos.

El origen de esta región data a partir el Cretácico Superior. A finales del Oligoceno o principios del Mioceno tuvieron su origen las formaciones volcánicas continentales con el inicio de la actividad volcánica.

Las formaciones sedimentarias son Rivas (Cretácico), Brito (Eoceno), Masachapa (Oligoceno), El Fraile (Mioceno) y El Salto (Plioceno). El orden cronológico de las formaciones volcánicas es: Matagalpa (Mioceno inferior), Tamarindo (Mioceno medio), Coyol (Mioceno medio y superior), Las Sierras (Plio-Pleistoceno), Volcánicos del Cuaternario (Pleistoceno), Depósitos Sedimentarios Recientes (Holoceno).

El grupo Matagalpa se caracteriza por presentar una litología dominante de flujos andesíticos de diferentes coloraciones con intercalaciones de aglomerados y brechas.

La formación Tamarindo se define como una secuencia volcánica ignimbrítica, de composición ácida y por flujos lávicos andesíticos muy subordinados.

El grupo Coyol está formado por flujos andesítico-ignimbríticos y aglomerados ignimbríticos; con alternancia de flujos lávicos andesítico-basáltico y aglomerados.

El grupo Las Sierras, se encuentra formado por una gran variedad de materiales pertenecientes a erupciones piroclásticas.

Los Volcánicos del Cuaternario, comprenden a todos los aparatos volcánicos que forman la Cordillera de los Marrabios y que son responsables de numerosas erupciones piroclásticas.

Los Depósitos Sedimentarios Recientes, constituyen planicies aluviales y coluviales de piroclastos retrabajados y con superficies rejuvenecidas por deposiciones recientes de cenizas debido a la actividad de algunos volcanes.

Fisiográficamente la región se divide en tres provincias que son: Costanera del Pacífico que está formada por planicies, estuarios y cordilleras; Volcánica del Pacífico, que comprende todos los aparatos volcánicos recientes y Depresión Nicaragüense, que comprende todas las planicies que se localizan al Norte de la segunda provincia.

El clima se caracteriza por presentar un promedio de 26°C de temperatura durante todo el año que representa la mayor parte de la región, las precipitaciones varían de 900 m.m. en las zonas más secas a 1,900 m.m. en las más lluviosas, distribuidas en un período de seis meses (Mayo-Noviembre).

Las condiciones ecológicas de la región han sido clasificadas en base de los conceptos del Sistema de Formaciones Vegetales del Mundo de L. R. Holdridge, encontrándose las siguientes Formas de Vida: Bosque Subtropical Húmedo, Subtropical Seco, Tropical Seco, Tropical Húmedo, Premontano Tropical Húmedo y Montano Bajo Subtropical muy Húmedo.

Los suelos derivados de piroclastos y flujos lávicos se distribuyen por la mayor parte de la región comprenden 8 grandes grupos de suelos, y otros suelos que no fueron caracterizados.

En base de los conceptos de la Séptima Aproximación estos suelos se han clasificado en los siguientes grandes grupos; Entisoles: Ustifluvents, Ustorthents y Quartzipsaments (no caracterizados); Vertisoles: Pellustert y Chromustert; Inceptisoles: Durandept, Eutrandedpt y Vitrandept; Mollisoles: Argiudolls y Hapludolls.












En la región fueron identificados Alfisoles, clasificados como Hapludalf, pero estos son derivados de sedimentos del Cretáceo y Eoceno de las formaciones sedimentarias de Rivas y Brito respectivamente.



HONDURAS

### MAPA GEOLOGICO

#### LEYENDA DE UNIDADES GEOLOGICAS

-  Depósitos Sedimentarios Recientes
-  Depósitos Sedimentarios Recientes de Proclastos
-  Piroclastos
-  Grupo las Sierras
-  Grupo Coyal Superior
-  Grupo Coyal Inferior
-  Formación Tamarindo
-  Grupo Matagalpa
-  Asociación de Formaciones: Masachapa, El Fraile y El Salto
-  Formación Brito
-  Formación Rivas

ESC: 1:1.750.000

OCEANO PACIFICO

LAGO DE MANAGUA

Grenada






LAGO DE NICARAGUA

COSTA RICA






**MAPA FISIOGRAFICO**

**LEYENDA**

**PROVINCIA COSTERA DEL PACIFICO**

-  Planicies Nagrandonas
-  Mesas del Temariado
-  Cordillera del Pacifico
-  Cordillera de Brito
-  Planicies de Rivas

**PROVINCIA VOLCANICA DEL PACIFICO**

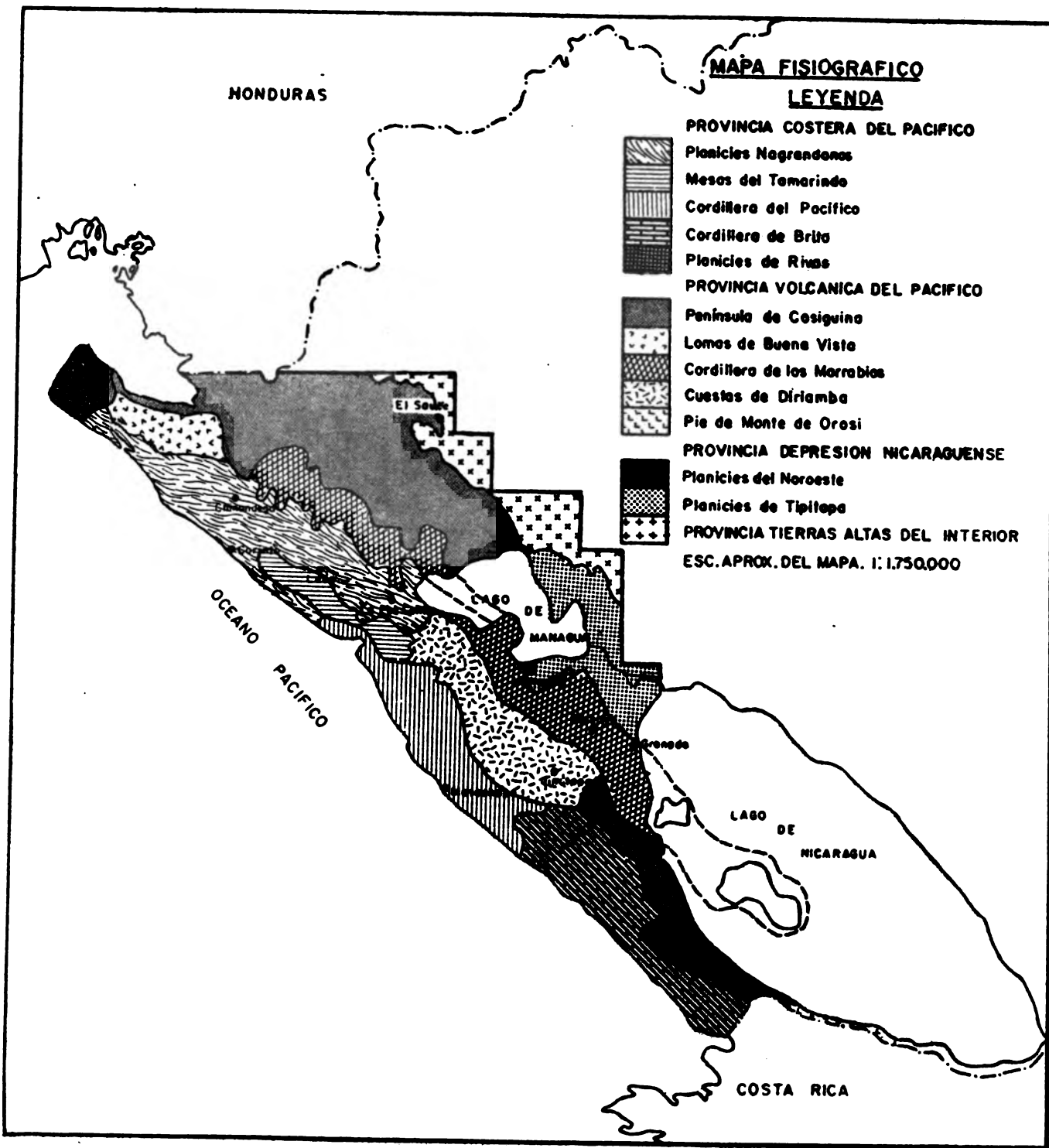
-  Península de Cosigüino
-  Lomas de Buena Vista
-  Cordillera de los Morraños
-  Cuestas de Diriamba
-  Pie de Monte de Oroqui

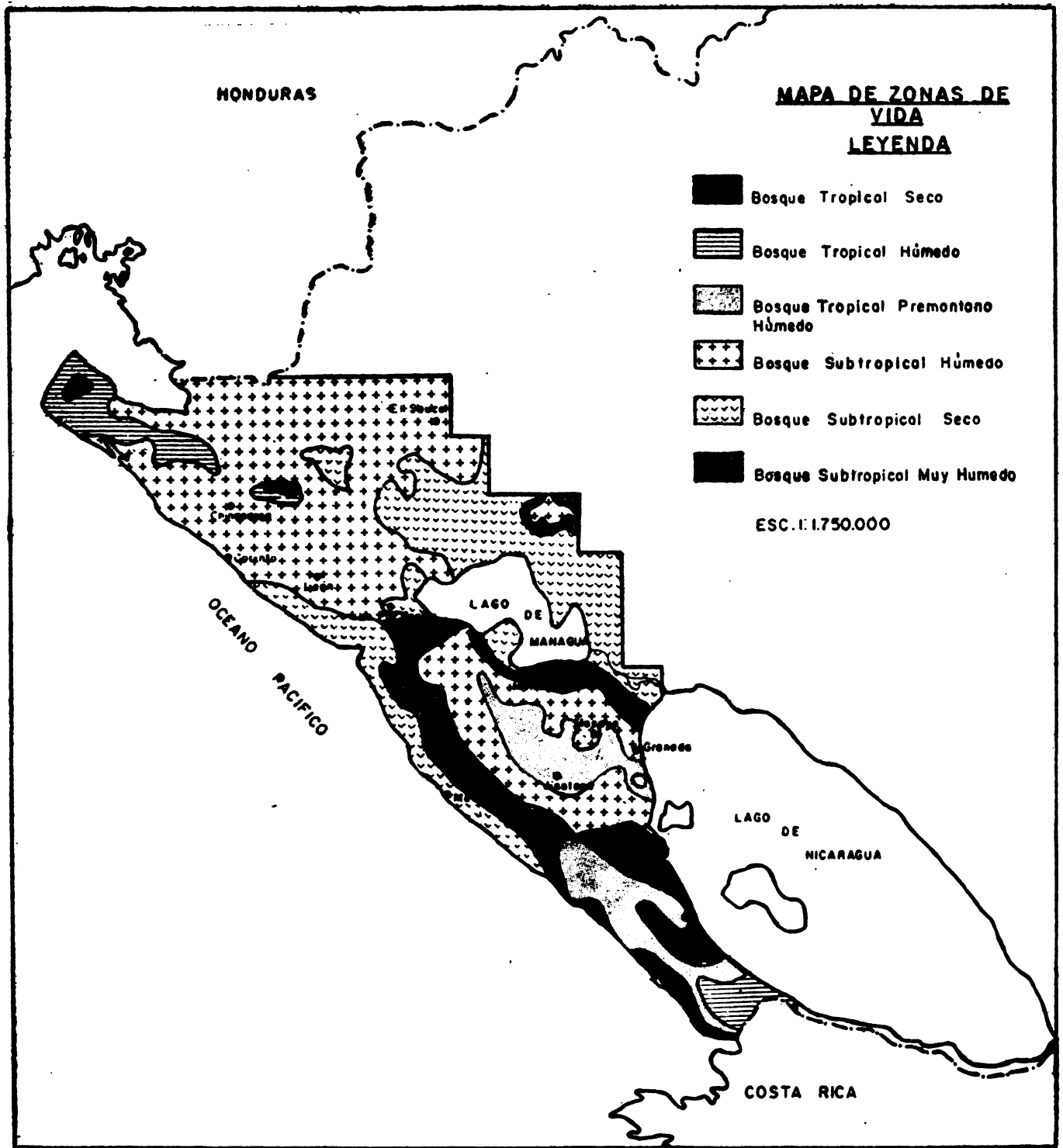
**PROVINCIA DEPRESION NICARAGUENSE**

-  Planicies del Noroeste
-  Planicies de Tiptapa

**PROVINCIA TIERRAS ALTAS DEL INTERIOR**

ESC. APROX. DEL MAPA. 1: 1.750.000





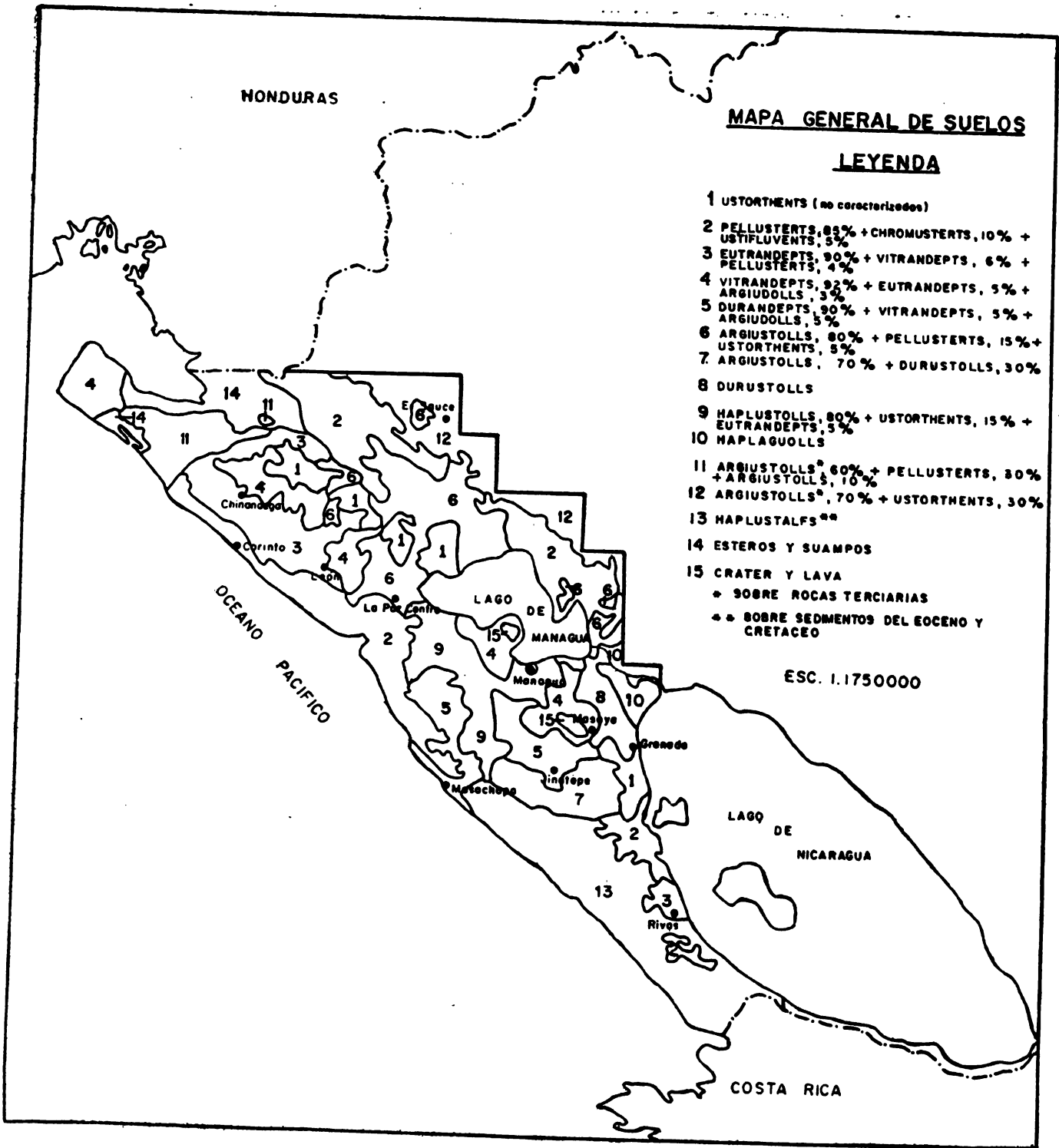
HONDURAS

### MAPA GENERAL DE SUELOS

#### LEYENDA

- 1 USTORTMENTS (no caracterizados)
- 2 PELLUSTERTS, 85% + CHROMUSTERTS, 10% + USTIFLUVENTS, 5%
- 3 EUTRANDEPTS, 90% + VITRANDEPTS, 6% + PELLUSTERTS, 4%
- 4 VITRANDEPTS, 92% + EUTRANDEPTS, 5% + ARGUDDOLLS, 3%
- 5 DURANDEPTS, 90% + VITRANDEPTS, 5% + ARGUDDOLLS, 5%
- 6 ARGUUSTOLLS, 80% + PELLUSTERTS, 15% + USTORTMENTS, 5%
- 7 ARGUUSTOLLS, 70% + DURUSTOLLS, 30%
- 8 DURUSTOLLS
- 9 HAPLUSTOLLS, 80% + USTORTMENTS, 15% + EUTRANDEPTS, 5%
- 10 HAPLAGUOLLS
- 11 ARGUUSTOLLS<sup>a</sup>, 60% + PELLUSTERTS, 30% + ARGUUSTOLLS, 10%
- 12 ARGUUSTOLLS<sup>b</sup>, 70% + USTORTMENTS, 30%
- 13 HAPLUSTALFS<sup>\*\*</sup>
- 14 ESTEROS Y SUAMPOS
- 15 CRATER Y LAVA
  - SOBRE ROCAS TERCARIAS
  - SOBRE SEDIMENTOS DEL EOCENO Y CRETACEO

ESC. 1:1750000



**Arriatella**

**Pellusterts**

HORIZONT.	PROFUN- DIDAD Cms.	* ARENA %
A II	0- 9	31
A 12	9-47	24
A 13	47-90	30
AC	90-130	35

**Chromusterts**

HORIZONT.	PROFUN- DIDAD Cms.	* ARENA %
A II	0-20	32
A 12	20-49 54	26
AC	49-63 54 70	42
C I	63-79 70	55

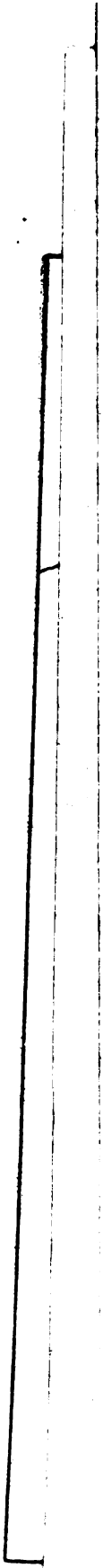


### Argiustolls

HORIZONT.	PROFUN- DIDAD Cms.
A p	0-18
B 21†	18-36
B 22†	36-60
B 23†	60-92
C I	92-125

### Durustolls

HORIZONT.	PROFUN- DIDAD Cms.
A II	0-15





### Argiaque

HORIZONTE	PROFUNDIDAD
A	0-
B 21	17-3
B 22	38-4
C 19	67-4

### Haplaque

HORIZONTE	PROFUNDIDAD
A 11	0-1
A 12	10-3
A 13	30-2
C 1	37-1



## BIBLIOGRAFIA

1. KUANG J., Geología del Pacífico de Nicaragua Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, Nicaragua. 1972 (En imprenta).
2. ———, Geología de los Cuadrángulos de Teustepe, Las Banderas y Las Maderas, Catastro e Inventario de Recursos Naturales, Managua, Nicaragua, 1972 (En imprenta).
3. MARIN E., UBEDA E., y VIRAMONTE J., Contribución al Conocimiento de la Génesis del Talpetate. Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, Nicaragua. 1971. 31 p.
4. MC BIRNEY A. R. y WILLIAMS H., Volcanic History of Nicaragua. University of California. Publications in Geological Sciences. Vol. 10. 12 p. 1965.
5. ———, Volcanic History of Nicaragua, University of California. Publications in Geological Sciences. Vol. 29. 36 p. 1965.
6. NICARAGUA, TAX IMPROVMENT AND NATURAL RESOURCES INVENTORY. The Geology of Western Nicaragua. Managua, Nicaragua. Vol. IV. 1972 (En imprenta).
7. NICARAGUA, TAX IMPROVMENT AND NATURAL RESOURCES INVENTORY. Soil Survey of the Pacific Region of Nicaragua, Genesis and Clasification of Soils. Vol. II, Part 3. pp. II-669 - II 808. 1971.
8. TOSI J., Bioclimatic Zonation in the Catastro and Natural Resources Survey Area of Western Nicaragua. Catastro e Inventario de Recursos Naturales. Managua, Nicaragua. 1969. 34 p. (mimeografiado).
9. WILSON, T. C., Summary report on the Geology of the Pacific Coast Area. Nicaragua. Part I, General Geology. 30 p. (Unpublished report). 1942.
10. ZOPPIS, L. y DEL GUIDICE D., Arenisca Ferrífera de la formación "El Fraile", Puerto Somoza. Servicio Geológico Nacional, Managua, Nicaragua. Vol. Nº 1 - 1957.

## IV. APENDICE

### COLUMNA ESTRATIGRAFICA

#### CUATERNARIO RECIENTE

- Q Depósitos Sedimentarios Recientes
- Q1 Depósitos Sedimentarios Recientes de Piroclastos

#### CUATERNARIO VOLCANICO

- Qv Piroclastos

#### TERCIARIO y/o CUATERNARIO

- TQs Grupo Las Sierras

#### TERCIARIO VOLCANICO

- Tpc Grupo Coyol Superior
- Tmc Grupo Coyol Inferior
- Tmt Formación Tamarindo
- Tomm Grupo Matagalpa

#### TERCIARIO SEDIMENTARIO

- Tps Formación El Salto
- Tmf Formación El Fraile
- Tom Formación Masachapa
- Tes Formación Brito

#### CRETACEO SEDIMENTARIO

- Kr Formación Rivas



**GRUPO DE TRABAJO III**  
**WORK GROUP III**

**MINERALOGIA DE SUELOS**  
**SOIL MINERALOGY**



# MINERALOGIA DE ARCILLAS DE ALGUNOS SUELOS VOLCANICOS DE COSTA RICA

EDUARDO BESOAIN M.★

## INTRODUCCION

Se sabe que los minerales amorfos (amorfos a los rayos X), particularmente el alofán, son constituyentes mayoritarios de la arcilla de los suelos jóvenes derivados de cenizas volcánicas desarrolladas en condiciones de humedad adecuada. Desde la época en que el alofán fue definido por Ross y Kerr (1934), extensos trabajos se han desarrollado sobre este coloide, a pesar de lo cual, existen aun hechos importantes que no han sido explicados satisfactoriamente.

El alofán aparece asociado estrechamente a los andosoles y estos, a su vez, se relacionan directa o indirectamente a centros de actividad volcánica. Esto no excluye, por supuesto, que alofanos o sustancias alofánicas, puedan encontrarse en otros tipos de suelos, como, en el hecho existen por ejemplo, en algunos podzoles.

En América, los andosoles están extensamente difundidos en el borde oriental del continente asociados a depósitos de cenizas provenientes de la actividad de los volcanes andinos, que forman parte, a su vez, del extenso círculo volcánico circumpacífico. Particularmente activa es la región de América Central. Costa Rica, por ejemplo, es un país eminentemente volcánico con varios centros activos en la región noroeste de la cordillera de Guanacaste en la cordillera Central y otro entre ambos grupos.

Los suelos volcánicos de Costa Rica son muy adecuados para estudiar la formación de arcilla bajo variadas influencias de factores, capacidad e intensidad que rigen la meteorización del material parental. Es, en tal sentido, un verdadero laboratorio natural, en el que se están desarrollando fenómenos de volcanismo y pedogénesis intensos cuyo estudio puede proporcionar informaciones muy valiosas. La edad exacta de algunos sedimentos recientes, permite evaluar la influencia del tiempo en el desarrollo del suelo.

Aunque numerosos trabajos se han hecho o se han iniciado para describir o explicar fenómenos químicos o físico-químicos en andosoles de Costa Rica, pocos de ellos se han de-

dicado al estudio mineralógico de la fracción coloidal, hecho que es importante ya que el conocimiento de la mineralogía de las arcillas permitiría explicar, evaluar o predecir resultados, comportamientos o tendencias de esos suelos. Es interesante, además, conocer la naturaleza de las arcillas desde el punto de vista de la génesis de los suelos así como desde el punto de vista de su clasificación, ya que son elementos de juicio que ayudan a definir la posición taxonómica que tienen.

Este trabajo informa la composición mineralógica de las arcillas de suelos representativos derivados de materiales volcánicos modernos de la meseta central: las series Birrisito, Irazú y Cervantes. Con propósitos comparativos se incluyó una muestra aislada del suelo Colorado. Se estudió además, el material coloidal de las cenizas provenientes de las erupciones del volcán Irazú en el periodo 1963-65. Los resultados se comparan con los obtenidos en andosoles de otros países y se intenta formular algunos principios comunes y generales que rigen la formación de los alofanos como condición "sine qua non" en la génesis de los andosoles.

## Aspectos Geológicos

La Geología centroamericana, es relativamente joven y se encuentra constituida por formaciones sedimentarias e ígneas del terciario y cuaternario (Weyl, 1961). Una Actividad Volcánica permanente aunque decadente, ha rejuvenecido y modelado gran parte de su fisiografía. Este mismo autor indica que en Costa Rica, los volcanes de la meseta Central, pliocénicos y cuaternarios volcán Turrialba, Irazú, Barba y Poás distribuidos siguiendo una alineación nor-oeste, han producido eyectas basálticas y andesíticas y las cenizas se han distribuido principalmente en esta meseta. Todos estos volcanes aparecen constituidos por efusiones y piroclasitas de afinidad calco-alcalina, típica de la provincia circumpacífica y se sitúan sobre un basamento de sedimentos del terciario superior y aglomerados volcánicos (Murata, Dondoli y Saenz, 1966).

Los volcanes próximos a Turrialba —Irazú y Turrialba— han originado o influenciado profundamente los suelos de la meseta Central. De

+ Departamento de Agrología, Ministerio de Agricultura, Santiago, CHILE.

acuerdo a Knox y Maldonado (1969) existen 62.400 has. de suelos mapeados como suelos de cenizas volcánicas, estimándose en más de 100.000 has. los suelos de cenizas aun no reconocidas. Puede decirse que, en general una gran mayoría de los suelos de la meseta central tienen mayor o menor influencia de cenizas volcánicas.

Del Volcán Irazú se conocen varias erupciones históricas: 1723, 1917, 1921, 1933, 1939 y 1940. La erupción de 1963-65 fue particularmente intensa siendo posible seguir su desarrollo muy cuidadosamente.

#### Aspectos climáticos

El clima de la meseta Central es esencialmente tropical per-húmedo, pero hay variaciones hipsométricas que se correlacionan a variaciones térmicas desde medias anuales de 22°C a 600 m hasta 9°C a 3000 m. con decrecimiento de la precipitación total y definición de una estación seca con la altura. Las muestras de suelos se colectaron considerando tales variaciones.

### MATERIALES Y METODOS

a) Cenizas. Durante la erupción del volcán Irazú en 1963-65 el aparato volcánico adoptaba la forma de un macizo formado por un cráter central (A) y dos subsidiarios (B y C). El margen sur de los cráteres A y B están unidos por una cuenca, llamada "Playa Hermosa", posiblemente piso de una antigua caldera cubierta por cenizas de la última erupción en 1965. En este punto se colectó la muestra Cráter I (Ver Fig. 1). Inmediatamente hacia el sur del camino, distante aproximadamente 15 km de Playa Hermosa, se presentaban perfiles con estratificaciones muy definidas, siendo la estrata superior de unos 30 m de profundidad igual a Cráter I. Se colectó la estrata inmediatamente inferior, Cráter II, y que corresponde indudablemente a una depositación más antigua, probablemente a una estrata acumulada en la estación seca diciembre de 1963 a marzo de 1964, y equivale a la denominada Zona II por Murata y colaboradores (1966).

b) Suelos. Una descripción resumida de los suelos puede verse en el Cuadro 1, y algunos datos analíticos se presentan en el Cuadro 2. Descripciones más detalladas pueden encontrarse, por ejemplo, en los trabajos de Knox y Maldonado (1969). Antecedentes geológicos están ampliamente considerados en el estudio de Dondoli y Torres (1954) sobre Aspectos Geográficos de la Región Oriental de la Meseta Central. La localización de las muestras—Irazú, Birrisito, Cervantes y Colorado—pueden verse en la Fig. 1:

### Métodos

a) Datos de materia orgánica, CIC y la composición granulométrica de las muestras de Birrisito y Cervantes fueron obtenidos del trabajo original de Knox y Maldonado (1969). La CIC de la muestra del suelo Colorado fue determinada por el método isotópico de Ac-calcio, con  $\text{Ca}^{45}$ , a pH 8, según resultados de R. Fuentes (1971).

La granulometría de las muestras Cráter I y II y las de Irazú fue determinada por el método de la pipeta; las otras por método densimétrico se dispersaron en agua. Las de Irazú, Birrisito y Cervantes mediante el Método señalado por Ahmad y Prashad (1969) usando  $\text{Zr}(\text{NO}_3)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  como dispersante, y ultra sonido (Biosonic II) a 25 KV de potencia durante 5 minutos.

b) Determinación rápida de alofán en suelos. Se siguió el método original de Fieldes y Perrott (1966), basado en la reacción cromática con la fenoltaleína de grupos  $\text{OH}^-$  liberados por el anión  $\text{F}^-$ , a partir de grupos  $\text{Al}(\text{OH})_x$  alofánicos, siendo la intensidad del color desarrollado groseramente proporcional a la liberación de hidroxilos.

c) Extracción de la arcilla ( $<2\mu$ ). El suelo en estado húmedo, y preservándolo en todo momento que se secase, fue pasado por tamiz 2 mm siendo la materia orgánica eliminada mediante acción de  $\text{H}_2\text{O}_2$  al 30% (100 vol). El suelo se dispersó a pH alcalino (8,5 - 9,5), previo tratamiento con ultrasonido a 25kV de potencia, (equipo Biosonix III) durante 5 minutos. Por centrifugación se obtuvo arcilla  $<2\mu$ . o fracciones menores. No se eliminaron óxidos de hierro libres. La arcilla fue homionizada con  $\text{Na}^+$ , siguiendo el procedimiento señalado por Jackson (1956).

d) Análisis térmico diferencial (ATD). Los termogramas fueron hechos en muestras cuya humedad higroscópica fue equilibrada en una atmósfera de 56% de humedad relativa, usando una solución saturada de  $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  a 20°C según el método de Mackenzie (1957). Se usó un equipo Netzsch, automático, con un grado de calentamiento de 10°C/minuto, pares termoelectrónicos de Pt-Pt/Rh, sensibilidad 2mV; portamuestras de Pt e inscriptor puntual. Todos los termogramas se obtuvieron en atmósfera inerte de  $\text{N}_2$ .

e) Análisis elemental: se siguió el procedimiento propuesto por Pruden y Kink (1969).

f) Espectrofotometría infrarroja (IR). Los espectros se obtuvieron con un equipo Perkin Elmer Mod. 321, usando la técnica de compri-



midos de KBr, con una concentración sal: muestra = 100:1.

g) Difracción de rayos X. Los registros se obtuvieron en muestras orientadas al azar, con un equipo Norelco-Philips, radiación K alfa de Cu, generadas con 35 KV y 20 mA. Los "slits" usados fueron de 1° — 0, 2mm — 1/10°

## RESULTADOS

### Análisis térmico diferencial.

Las arcillas de Cráter I y II (muestras 1 y 2) presentan un diagrama con solo una reacción endotérmica máxima alrededor de 130°C. Tal comportamiento, junto a los análisis químicos que indican razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  elevadas, 4,3 y 5,7 para las muestras 1 y 2 respectivamente, sugieren que no existen minerales organizados sino compuestos amorfos, alofán<sup>+</sup> con predominancia de gel de sílice. Es muy difícil tratar de precisar qué tipo de alofán existe; la ausencia de la reacción exotérmica a alta temperatura, podría señalar que se trata de un alofán B o AB (Fieldes, 1955), pero la omisión de la reacción endotérmica a 200° C que debiera indicar una fase discreta de klichita, hace problemático este diagnóstico.

La fracción <0.1 $\mu$  de Cráter I, calentada a 100°C durante 30 minutos y llevada nuevamente a equilibrio en una atmósfera de 56% de humedad relativa en vacío, dió un endotérmico apreciable a 117°C. Esta misma fracción calentada a 500°C y 1000°C y equilibrada a la misma humedad relativa, dió las reacciones que se ven en la Fig. 3 un hecho que estaba indicando una considerable capacidad de rehidratación de la fracción fina.

Los termogramas de las arcillas del suelo Irazú (N° 3 a 9), aunque guardan semejanza entre sí, particularmente por la reacción endotérmica, máxima a 125-160°C presentan algunas variaciones en profundidad. En las tres primeras muestras, 3, 4, 5 los termogramas presentan solo un máximo endotérmico entre 120-140°C. La muestra 6 exhibe un máximo exotérmico muy débil a 660°C, pero la muestra 9 lo tiene perfectamente definido a 745°C. Además, en las muestras 6, 7, 8, 9 el endotérmico a baja temperatura progresa desde 140°C en la muestra 6 hasta 160°C en la muestra 9. Un comportamiento de esta naturaleza parece estar directamente relacionado a la composición química. En efecto, las razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  bajan sensiblemente desde 5,89 en la muestra 3 a 2,26 en la muestra 9 excepto la muestra 5 que tiene

+ Alofán en un sentido amplio, esto es, pudiendo incluir partículas de vidrios y feldespatos hidratados, según el concepto de Fieldes y Furkert (1966).

una razón de 6.9. Puede admitirse, por esto que mientras en las muestras 3, 4, 5, 6 hasta una profundidad de 60 cm. coexisten coloides alofánicos con componentes altamente silíceos dominantes, en profundidad, muestras 7, 8, 9, se hace dominante el alofán, particularmente en la muestra 9. Los termogramas de las arcillas del suelo Birrisito (N° 10-14) son bien definidos: una reacción endotérmica pronunciada, máxima alrededor de 150°C; una pequeña reacción de deshidratación alrededor de 510°C y otra exotérmica alrededor de 840°C que progresa en magnitud con la profundidad de la muestra.

Tales reacciones señalan la predominancia de alofán en coexistencia con una pequeña proporción de una especie kandítica, probablemente haloisita/metahaloisita. El alofán es, probablemente de tipo A.

En todas las muestras presentan un "peak" endotérmico a 305-325°C, propio de gibbsita — gama —  $\text{Al}(\text{OH})_3$  — cuyo contenido se incrementa fuertemente con la profundidad. La gibbsita se evaluó cuantitativamente basándose en que el área del "peak" es proporcional a la cantidad de mineral presente. Una curva experimental hecha con gibbsita standard de Minas Gerais, Brasil (Standards Ward's Establishments, USA), en que se comparan áreas versus contenido en por ciento, permite determinar su proporción con límites de  $\pm 2\%$ . El contenido de gibbsita fluctúa desde un 10% en la muestra 10, horizonte Ap, hasta un 32% en la muestra 14, horizonte IIB23. Más aún, en todo el perfil se observan gránulos blanco-cerosos, megascópicos, aislados, un hecho descrito por Knox y Maldonado (1969) y cuyo análisis, por difracción de rayos X, demostró que se trataba de gibbsita prácticamente pura. La existencia de gibbsita en tan alta proporción explica las muy bajas razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  que dan los análisis químicos.

Los termogramas de las arcillas del suelo Cervantes (N° 16 - 18) dan un diagrama de alofán definido, con un endotérmico máximo a 140°C y un exotérmico máximo a 800-840°C. Esta última reacción, que en el alofán se produce normalmente alrededor de 900°C, aparece considerablemente adelantada. Sin embargo, en alofanos extraídos de andosoles chilenos (Besoain, 1971) que incluyen una relativamente alta proporción de vidrios, se han observado exotérmicos alrededor de 820°C. La muestra 17 presenta, además dos pequeños endotérmicos a 280°C y 500°C que se adscriben a gibbsita, alrededor de un 3% y probablemente a un caolín en pequeña proporción.

La muestra del suelo Colorado, N° 18, exhibe típicas reacciones de metahaloisita; un en-

dotérmico inicial a 140°C, una fuerte reacción de deshidratación a 540°C y un exotérmico a 860°C. El endotérmico a 280°C indica la existencia de una pequeña cantidad de gibbsita, alrededor de 3 - 5%.

### Difracción de rayos X

El material coloidal de las muestras Cráter I y II se caracteriza por presentar un fondo intenso y ausencia de líneas de difracción de minerales de arcilla, lo que evidencia la dominancia de materiales amorfos. Sin embargo, como cabía esperar, la arcilla incluye una considerable proporción de minerales primarios, v.gr. feldespatos plagioclasa (4,98A; 3,76A; 3,2203A; 2,959A, etc.) y alfa-cristobalita (4,04A). No se observan líneas de cuarzo.

Las arcillas del suelo Irazú (Nº 3-9), no exhiben líneas propias de minerales de arcilla, sino un fondo intenso que caracteriza una fracción X-amorfa, corroborando los resultados de ATD. Los minerales primarios cristalinos asociados a la arcilla, alcanzan una fuerte proporción hasta una profundidad de aproximadamente 60 cm (horizonte IIIB2b) para disminuir abruptamente en los horizontes inferiores. Los cinco primeros diagramas, de los que se muestra solo el primero, son muy semejantes, y presentan fuertes líneas de feldespato plagioclasa y alfa-cristobalita; al igual que en las muestras Cráter I y II, no se aprecian líneas de cuarzo. Las muestras 8 y 9 prácticamente no presentan líneas de difracción sino un diagrama propio de minerales amorfos, v.gr. alofán. Sólo en la muestra 9, en el fondo del perfil, se aprecian débiles reflexiones a 4,9829A y a 4,3114A que indica una baja proporción de plagioclasa.

Las arcillas del suelo Birrisito, presentan, todas, un diagrama con ausencia de líneas de difracción de filosilicatos siendo típicos diagramas de materiales X-amorfos. En todas las muestras se destacan fuertes líneas de gibbsita (4,82A; 4,37A), cuya intensidad aumenta con la profundidad del perfil, un hecho que guarda relación con los resultados obtenidos por ATD y análisis químicos. Además, todas las muestras están fuertemente contaminadas con alfa-cristobalita (4,04A) y cuarzo (3,38A). Plagioclasa, en muy pequeña proporción, solo se encuentra en la muestra 10 (horizonte Ap).

Los gránulos blancos, blandos, (<2 mm) que se presentan a través de todo el perfil de Birrisito, dan líneas típicas de gibbsita (4,82A; 3,45A) prácticamente pura. Puede verse en la Figura 3 una comparación con gibbsita standard de Minas Gerais de Brasil.

Los diagramas de las arcillas del suelo de Cervantes indican que éstas consisten esencial-

mente en minerales amorfos-alofán-asociado a proporciones variables de minerales primarios, dominando, entre estos feldespatos plagioclasa (3,7385A; 3,2203A; 2,9420A) y alfa-cristobalita (4,04A). Solo en la muestra 17 (Horizonte B2) aparece una débil línea de gibbsita (4,8216). En la muestra 19 (horizonte IIC), un máximo de difracción ancho a 7,3750A junto una línea débil a 4,437A podría indicar, aparentemente la existencia de una pequeña proporción de metahalosita lo cual corroboraría la interpretación dada para el termograma respectivo.

### Análisis químico elemental

Los resultados del análisis químico pueden verse en la Tabla 3.

Las muestras Cráter I y II (Nº 1-2) son muy semejantes. Están constituidas principalmente por sílice y alúmina, en porcentajes alrededor de 50% y 20% respectivamente. El contenido de elementos alcalino-térreos, CaO y MgO así como de los alcalinos, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O es bastante elevado, ya que su suma llega a alrededor de 5,0%. Tan alto contenido en sílice y elementos alcalinos sugiere la existencia de productos coloidales fuertemente contaminados por materiales primarios. El contenido de hierro es bastante alto, para este tipo de materiales, y debe encontrarse parcialmente como gel de hierro (Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>) y parcialmente constituyendo minerales primarios básicos. Como consecuencia, las razones SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> son elevadas con valores alrededor de 4,2. El contenido de agua (+), pérdida por ignición, es de alrededor de 11% y el del agua (-) alrededor de 6%. Tales valores sugieren sistemas coloidales hidratados con fases hidroxiladas.

Las arcillas del suelo Irazú (Nº 3-11) muestran una fuerte discordancia de composición entre los horizontes superiores (muestras 3, 4 y 5) respecto a los inferiores (muestras 6, 7, 8 y 9). El contenido de SiO<sub>2</sub>, por ejemplo, en las primeras fluctúa entre 41,1 a 39,4% para descender en la muestra 6, a un 36% y llegar a 31% en la muestra 9. Paralelamente, frente a un bajo contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (alfa 12-14%) en las muestras 3, 4 y 5 hay un incremento continuo desde la muestra 6 (13,7%) hasta la muestra 9 (23,3%). Esto determina una variación en las razones SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, en las muestras primeras (5,8 - 4,6) hasta casi 2, en la muestra 9. El contenido de hierro, alcalino-térreos y alcalinos es también más elevado en las muestras superiores respecto a las inferiores; sin embargo, la proporción de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se mantiene prácticamente constante a lo largo del perfil. Interesantes son también las pérdidas de agua. El agua (+), en las muestras 3, 4 y 5 varía desde un 22,1 a 29,75% se incrementa a valores sobre 32 y 36% y 30% en las muestras 6, 7 y 8 y decae a 26,4% en la muestra 9. La pérdida a 150°C aumenta fuerte-

mente desde la muestra 5 a la muestra 9, con valores sobre 16% respecto a las muestras 3 y 4 que dan valores de 7, 5 y 9,6% respectivamente. Una composición química de esta naturaleza sugiere que los primeros horizontes están fuertemente contaminados por piroclastitas recientes de naturaleza semejante a Cráter I y II. En cambio, la composición del material a partir de la muestra 6, puede concebirse como coloides de naturaleza alofánica con menor influencia de material primario reciente.

Las arcillas del suelo Birrisito (Nº 10-15) tienen la composición característica de arcillas alofánicas fuertemente mezcladas con gibbsita. Consecuentemente, las razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  son bajas y decrecen, desde la muestra 10 a la 14, desde 1,05 a 0,64, para subir ligeramente a 1,19 en la muestra 15. Los valores de esta razón son proporcionales a la intensidad del pico de deshidroxilación de la gibbsita, alrededor de 300°C por DTA.

El contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  es relativamente bajo y varía desde un 6,2% a un 9,8% desde la muestra 10 a la 15 respectivamente. El contenido de  $\text{TiO}_2$ , es, al contrario, relativamente alto, particularmente en la muestra 13 que alcanza a un 3,00%.

En cuanto al contenido de cationes alcalinos, alcalinotérreos y fósforo puede estimarse como normal para este tipo de suelos; así como los porcentajes de agua (+) y (-).

De las arcillas del suelo Cervantes (Nº 16-19) aquellas pertenecientes al horizonte  $A_1$  y en menor proporción al  $B_2$  son discordantes en composición con aquellas pertenecientes a los horizontes inferiores. En efecto, el contenido de  $\text{SiO}_2$  alcanza en las muestras 16 y 17 al 44,1 y 40,4% y desciende a 24,7 y 30,8% en las muestras 18 y 19. El contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que es bajo en la muestra 16, sube a 27,5% en las muestras 17 y 18 y particularmente en la muestra 19 en que alcanza a casi 31%. Esta composición define razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  que decrecen desde 4,28, en la muestra 16 a 1,52 en la muestra 19. El  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  son relativamente uniformes a través del perfil, excepto en la superficie en que el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  llega a 12%. Elementos alcalino térreos y alcalinos no exhiben valores mayormente elevados. Las pérdidas de agua (+) y (-) son relativamente bajas comparadas con las que tienen las arcillas alofánicas.

Una muestra del suelo Colorado Nº 20, (horizonte A), presenta una composición que podría adscribirse a una metahaloisita contaminada con alofán, como lo señala el termograma respectivo. Los porcentajes de  $\text{SiO}_2$  y de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  alcanzan, cada uno, alrededor de 25%, con una razón  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de 2,06. El contenido

de hierro es bajo, ya que llega solo a 6,89%; bajos son también los contenidos en cationes alcalinos y alcalino-térreos, lo cual sugiere que se trata de suelos que han estado sometidos a lavajes prolongados con la consiguiente desbasificación.

### Espectrofotometría infrarroja

Al igual que los minerales cristalinos, los componentes amorfos inorgánicos del suelo absorben también, la radiación infrarroja, dando bandas de absorción características. Sin embargo, aun cuando las informaciones son muy útiles, si son varios los minerales constituyentes de la arcilla y especialmente, cuando estos minerales son X-amorfos, puede haber interacción por desplazamiento o superposición de bandas, hecho que hace más difícil o confusa la interpretación de los espectros.

Como se ha visto, la fracción coloidal de las muestras Cráter I y II; (Nº 1-2), es altamente silícea, con razones  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de alrededor de 4,3, pero el contenido de minerales primarios asociados-feldespato alfa-cristobalita, juzgándolo por la intensidad de los picos de difracción, no debe ser elevado, un hecho que sugiere que una parte considerable del componente silíceo debe estar en condición amorfa o criptocristalina en los espectros IR de estas muestras se observa una banda muy pronunciada entre 2700-4000  $\text{cm}^{-1}$ , con un máximo de absorción alrededor de 3400  $\text{cm}^{-1}$ , debido a grupos OH; otra banda a 1620  $\text{cm}^{-1}$  caracteriza la deformación angular de la molécula H-O-H; luego, una banda débil alrededor de 1100  $\text{cm}^{-1}$ , otra ancha a 1030  $\text{cm}^{-1}$  y una pequeña a 800  $\text{cm}^{-1}$ . Además, en la muestra 1 se observa una banda débil alrededor de 900  $\text{cm}^{-1}$  que podría deberse a deformación de  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-OH}$  de vidrios volcánicos. Puesto que el contenido de alfa-cristobalita y plagioclasa es bajo, resulta lógico suponer que la absorción débil a 1100  $\text{cm}^{-1}$  y a 800  $\text{cm}^{-1}$  se deben a uniones Si-O y Si-O-Si de sílice amorfa respectivamente. Por otra parte la existencia de una banda pronunciada alrededor de 3400  $\text{cm}^{-1}$  (vibraciones de extensión de Si-OH o Al-OH) junto a la gran banda con absorción máxima a 1030  $\text{cm}^{-1}$ , sugiere la existencia de una fase alofánica combinada con geles altamente silíceos, minerales primarios cristalinos y vidrios, lo que corroboraría los resultados anteriores.

Las arcillas del suelo Irazú (Nº 3-9) presentan bandas de absorción anchas y pronunciadas alrededor de 3400  $\text{cm}^{-1}$ , otra a 1620  $\text{cm}^{-1}$ , a 1400  $\text{cm}^{-1}$  y finalmente una banda muy fuerte y ancha entre 1250 y 900  $\text{cm}^{-1}$ , con un máximo de absorción variable entre 1000 y 1100  $\text{cm}^{-1}$ . Al igual que en las muestras Cráter I y II, el elevado contenido de  $\text{SiO}_2$  dado por el análisis

químico, sugiere que, al menos hasta la muestra 6, una parte considerable de la sílice debe estar en forma de componentes amorfos, — gel de sílice — incluyendo vidrios volcánicos y minerales primarios cristalinos. Sin embargo, juzgando la existencia de la sílice amorfa por las bandas a  $1100\text{ cm}^{-1}$  y  $800\text{ cm}^{-1}$  hay hechos contradictorios. En la muestra 3 ambas bandas están bien definidas pero en las muestras siguientes, la banda a  $1100\text{ cm}^{-1}$  desaparece y la banda a  $800\text{ cm}^{-1}$  se hace dudosa en las muestras 4 y 5 para desaparecer en las siguientes, excepto en la muestra 7, en que aparece bien definida. Respecto a la banda ancha entre  $1250\text{-}900\text{ cm}^{-1}$ , su coexistencia con la banda a  $3400\text{ cm}^{-1}$  y la ausencia de absorciones definidas de geles discretos de sílice y alúmina, sugiere que se trate de una banda de alofán. Es notable la fuerte disminución de la intensidad de la banda a  $1250\text{ a }900\text{ cm}^{-1}$  a partir de muestra 3 a la 7, para aumentar nuevamente en las muestras 8 y 9. Puede observarse además, que el máximo de absorción se desplaza desde  $1020\text{ cm}^{-1}$  en la muestra 3, a  $1050\text{-}1060\text{ cm}^{-1}$ , en las muestras siguientes, excepto en la muestra 9, en que hay un retorno a  $1020\text{ cm}^{-1}$ . Es probable que este desplazamiento se encuentre asociado a un incremento en el grupo de polimerización de la sílice. Kanno (1960) por ejemplo, ha determinado alofanos con bandas de absorción máxima a  $950\text{ cm}^{-1}$  debida a extensión de grupos Si-O, lo cual, según Launer (1952), es indicación de un alto grado de despolimerización de la componente silícea, que se aproximaría a tetraedros de sílice en una matriz aluminica. Kanno considera probable la existencia de un rango en el grado de polimerización de los tetraedros Si-O en el alofán. En las arcillas de Irazú, la desaparición de las bandas a  $1100\text{ cm}^{-1}$  y a  $800\text{ cm}^{-1}$  (excepto en muestra 7) podrían estar señalando una relación entre la disminución de la sílice amorfa y el incremento de la fase alofánica con la profundidad del perfil, un hecho que también se relacionaría con el fuerte descenso del contenido de  $\text{SiO}_2$ , a partir de la muestra 7. También se observa una intensificación de la banda de deformación del agua a  $1620\text{ cm}^{-1}$ , desde la muestra 3 a la 9, un hecho que indica que, con el incremento en profundidad, se han desarrollado arcillas con una mayor capacidad de absorción de agua.

En todas las muestras de Irazú se presenta una banda que normalmente no es registrada en los minerales de arcilla, sean amorfos o cristalinos. Una banda a  $1400\text{ cm}^{-1}$  corresponde a la absorción de  $\text{NH}_4^+$ , lo cual, decididamente no es el caso en estas arcillas. Un examen más detenido sugiere fuertemente de que se trata de una banda referida al silicato de hierro amorfo hissingierita,  $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ , señalado por Sudo y Nakamura (1952), en ar-

cillas de Japón y descrito por Tamura y Jackson (1953).

Las arcillas del suelo Birrisito presentan características bien diagnósticas de alofán. Desde luego, la banda entre  $3000\text{-}4000\text{ cm}^{-1}$ , (grupos OH), es decididamente alofánica. Los máximos de absorción de la banda de valencias Si-O se sitúan en la muestra 10 a  $1030\text{ cm}^{-1}$  y se van desplazando ligeramente hacia las frecuencias bajas hasta culminar, en la muestra 15, en un claro desglosamiento de dos bandas a  $1090\text{ cm}^{-1}$  y  $970\text{ cm}^{-1}$ . Esto podría indicar cierto grado de despolimerización del alofán o perturbaciones introducidas por la presencia de grupos con  $\text{Al}^{\text{IV}}$ . La banda débil a  $800\text{ cm}^{-1}$  puede concebirse no debida a sílice amorfa sino a cuarzo y alfa-cristobalita, cuyas líneas de difracción características se ven en los diagramas de rayos X. Aunque las arcillas del suelo Birrisito son muy ricas en gibbsita, (ATD y rayos X), los registros no muestran los picos de absorción múltiples a  $3700\text{ cm}^{-1}$ ,  $3630\text{ cm}^{-1}$ ,  $3530\text{ cm}^{-1}$ ,  $3460\text{ cm}^{-1}$ ,  $3480\text{ cm}^{-1}$  (Frederickson, 1954; van der Marel, 1966; Besoain, Serratosa e Hidalgo, 1964, etc.) que debieran aparecer en la región de frecuencias elevadas. Esto se debe a que la resolución, con el modelo de instrumento usado es muy baja en esta región espectral. En las bajas frecuencias, la gibbsita da bandas de deformación de Al-OH a  $1100\text{ cm}^{-1}$ ,  $1030\text{ cm}^{-1}$ ,  $970\text{ cm}^{-1}$ ,  $830\text{ cm}^{-1}$  y  $745\text{ cm}^{-1}$ . La banda a  $1100\text{ cm}^{-1}$  es visible, aunque muy débil, las cuatro siguientes no se ven, pudiendo estar enmascaradas por la fuerte banda de absorción del alofán entre  $1250\text{ cm}^{-1}$  y  $900\text{ cm}^{-1}$ , pero la última a  $745\text{ cm}^{-1}$  es claramente visible en las muestras 2, 13 y 14, que son justamente las que contienen los porcentajes más elevados de gibbsita. Respecto a la banda a  $1400\text{ cm}^{-1}$  presente en todas las arcillas de Birrisito, corresponde probablemente, como se señaló en las arcillas del suelo Irazú, a hissingierita.

Las arcillas del suelo Cervantes (Nº 16-19) son muy semejantes entre sí y exhiben tres bandas características: una muy fuerte, con un máximo alrededor de  $3400\text{ cm}^{-1}$ , otra banda de deformación del agua, a  $1620\text{ cm}^{-1}$  y otra ancha e intensa con un máximo alrededor de  $1020\text{ cm}^{-1}$ . Puede admitirse que estas arcillas están constituidas principalmente por alofán, sobre todo considerando la fuerte absorción de hidroxilos alrededor de  $3400\text{ cm}^{-1}$ , banda que se define como característica de esta especie, más diagnóstica aún que la banda ancha entre  $1250\text{-}900\text{ cm}^{-1}$ . Una débil inflexión a  $3700\text{ cm}^{-1}$ , visible en las muestras 16 y 17, podría indicar un comienzo de organización hacia un caolín. Una pequeña banda a  $800\text{ cm}^{-1}$  en la muestra 16 es probable que señale alfa-cristobalita confirmando los diagramas de rayos X. Sin embargo, la muy alta razón  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  de esta muestra,

(4,28) hace también sospechosa la existencia de sílice amorfa, ya que los máximos de difracción de alfa-cristobalita y plagioclasa no son pronunciados. Una banda destacada alrededor de  $1400\text{ cm}^{-1}$  se atribuye, como en los casos anteriores, posiblemente a hissingerita.

El espectro de la arcilla del suelo Colorado (Nº 20) indica una clara dominancia de haloisita. Aunque, como se dijo, es difícil precisar las longitudes de onda por la estrechez del diagrama en esta región espectral el doblete característico a  $3700\text{ cm}^{-1}$  y  $3620\text{ cm}^{-1}$  está bien definido. La banda de absorción Si-O muestra muy claramente la absorción a  $1100\text{ cm}^{-1}$  y  $1020\text{ cm}^{-1}$ , además de una banda alrededor de  $900\text{ cm}^{-1}$ , que corresponde más probablemente a la deformación del  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{OH}$ , aluminio integrante de una red hexagonal cristalina que a  $\text{Al}^{\text{IV}}\text{OH}$  de un vidrio. Esta última banda puede sin embargo, estar influenciada por gibbsita, presente en esta muestra. La banda a  $800\text{ cm}^{-1}$ , débil, puede ser atribuida a cuarzo, del que se presentan líneas fuertes en el diagrama de rayos X. Como en las anteriores, la banda a  $1400\text{ cm}^{-1}$  se atribuye al silicato de hierro amorfo hissingerito.

## DISCUSION Y RESULTADOS

Los productos coloidales de las muestras 1 y 2 (Cráter I y II) son, en gran parte, resultado de acciones de meteorización que han operado en un período de 6 a 8 años, bajo condiciones de clima de altura ( $t^{\circ}\text{C}$  media anual;  $9^{\circ}\text{C}$  pp media anual 2000 mm). El análisis granulométrico (Cuadro 2) indica que si bien la fracción arena ( $2000-50\ \mu$ ) constituye un 81,9 y 69,1% de la muestra 1 y 2, existe un 2,5 y 2,8% de material coloidal en ellas, siendo el resto limo. Parte de esta fracción coloidal debe haber llegado pre-formada con el material parental mismo, como ocurre en este tipo de eyectas, pero una parte considerable es, indudablemente, producto de meteorización. Puesto que se conoce la fecha de depositación (tiempo cero) de las cenizas se deduce que la arcilla (+) se ha formado a un promedio aproximado de 0,4g por 100 g de material parental.

Esta cifra es muy elevada. Compáresela, por ejemplo, con la velocidad de formación de arcilla de un lotosol, en los que, aun bajo las condiciones de meteorización más intensas, no alcanza a 1-2 mg por 100 g de material parental anual. (Barshad, 1964). Pero en este caso se trata de una etapa inicial de meteorización, que actúa sobre materiales muy susceptibles. Indudablemente, el grado de descomposición irá disminuyendo rápidamente a medida que se

(+) Arcilla solo en cuanto a tamaño:  $< 2\ \mu$

sínteticen minerales más estables frente al medio ambiente.

Considerando los resultados analíticos, la naturaleza de estos coloides puede atribuirse principalmente a compuestos de silicio (gel de sílice, vidrios volcánicos, feldespatos, alfa-cristobalita, etc.), coexistiendo con fases de alofán. La proporción del alofán debe ser baja, si se considera la débil reacción alcalina que dá por reemplazos de  $\text{OH}^-$  por iones  $\text{F}^-$  (Ver cuadro 2).

El estudio de estas muestras es interesante ya que corresponde a un material parental que inicia las primeras etapas de meteorización que deben producirse en la génesis de los andosoles. La existencia de geles desorganizados es, por esto normal, que se produzcan en tales sedimentos. Que el alofán pueda ser sintetizado en períodos de tiempo tan cortos no es sorprendente. La meteorización de un material parental es esencialmente una reacción de superficie y en tal sentido, las cenizas volcánicas, altamente porosas, con superficies específicas elevadas, son muy aptas para meteorizarse. Fieldes (1966) indica que los alofanos se forman en una etapa muy temprana, a partir de minerales de silicatos básicos, en basaltos y rocas ultrabásicas. Osaka (1963) determinó la formación de pequeñas cantidades de geles alofánicos en cenizas volcánicas de dos años de edad, en algunos centros volcánicos activos de Japón. Las erupciones de cenizas del volcán Sakurajima, en 1914 en Japón (Shinagawa, 1962) y del Novorupta en Kodiak, Alaska, en 1912 (Rieger Wunderlich 1960; Simmonson y Rieger 1967) han formado en menos de 60 años, bien definidos andosoles.

La existencia de minerales primarios-vidrios, feldespatos, alfa-cristobalita en la fracción  $< 2\ \mu$  de las muestras 1 y 2, heredados directamente del material parental, se encuentran frecuentemente en arcillas de sedimentos volcánicos muy jóvenes. En andosoles chilenos recientes, por ejemplo, es usual que se detecten apreciables cantidades de minerales primarios como cuarzo, feldespato, alfa-cristobalita (Besoin, 1969). La existencia o no-existencia de cuarzo está asociado a la petrografía más básica o menos básica de las cenizas de origen.

Resultados obtenidos de Bornemisza (1971) sobre solubilización de cationes y aniones en agua, en cenizas frescas provenientes de varios volcanes de Costa Rica, indican que las cenizas del volcán Irazú (erupción 1964) liberaron 2,8 ppm de  $\text{SiO}_2$  en 180 horas de agitación, siendo considerablemente mayores las extracciones de elementos alcalinos y alcalino-térreos un hecho que permite comprender la rapidez con que

se verifican los fenómenos de meteorización de estos materiales.

Es posible que la muestra Cráter II sea algo más antigua que Cráter I, considerando la mayor proporción de arcilla, la relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  más baja y la mayor proporción de agua (+) y (-) asociada.

La naturaleza de las arcillas del suelo Irazú, con marcada discordancia hasta una profundidad de 60 cm, revela claramente el efecto de una fuerte contaminación de cenizas frescas. Este suelo, distante solo 2,5 Km del volcán Irazú, recibió un aporte considerable de ceniza (10 a 20 cm) en la erupción de 1964 que definió el horizonte C superficial descrito por Knox y Maldonado (op. cit.). Como consecuencia, los componentes de las muestras 3, 4, 5, y 6 son compuestos altamente silíceos, coexistiendo con fases alofánicas, en exceso de sílice. Parte de este exceso puede estar en forma de gel de sílice o formando parte de una solución sólida compleja. Otra parte del componente silíceo está indudablemente dado por minerales primarios (alfa-cristobalita, vidrios volcánicos, plagioclasa) identificados en esta fracción. Como contraste, en profundidad, las muestras 7, 8 y 9 muestran un claro predominio de alofán.

Sílice amorfa se asocia a suelos inmaduros volcánicos y se ha determinado en suelos de Japón derivados de pomez (Masui, 1959; Shiji y Masui, 1969), así como en algunos suelos de Nueva Zelanda (Fieldes y Williamson, 1955). Ahora, si se toma en consideración que la ruptura del enlace Si-O-Si de los silicatos requiere una elevada energía (Stober, 1967), hecho que explica la baja solubilidad del cuarzo y la cristobalita, es del todo probable que gran parte de la sílice amorfa se haya formado principalmente a expensas de vidrios y feldespatos. Esto no excluye, por supuesto, la posibilidad que estos mismos vidrios y feldespatos, altamente hidratados, están constituyendo parte del exceso silíceo.

La semejanza entre los coloides de las muestras Cráter y las primeras cuatro del suelo Irazú son obvias, incluso hay coincidencias en la ausencia de cuarzo, entre los minerales primarios, debido a la naturaleza andesítica de las cenizas. En estas muestras hay evidencias de la existencia de alofán. Puede llamar la atención que, tratándose de sedimentos tan recientes, no se definan las formas de alofán B o AB, de acuerdo a la secuencia postulada por Fieldes (1955). Sin embargo, aunque los termogramas no muestren el efecto endotérmico del gel alúmina—kiliachita,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ —alrededor de 200°C, tampoco presentan el efecto exotérmico a alta temperatura.

una de las condiciones que según Fieldes define estos alofanos elementales. No es improbable, tal vez, un efecto de enmascaramiento por exceso de sílice. Considérese, al respecto, que el alofán tiene una razón  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 1,3 a 1,9 (Aomine, 1969), mientras que en los coloides de las muestras 1 a 6 esta razón fluctúa entre 4,4 - 6,9. Finalmente, referente a la reacción exotérmica de las muestras 7, 8 y 9, es indudable que se encuentre profundamente modificada. En el alofán esta reacción tiene un máximo entre 880-920°C y puede ser influida hasta en valores de 50°C por acción de cationes de intercambio siguiendo un orden:  $\text{Ca} > \text{K} = > \text{Mg} > \text{Na}$ , según Miyauchi y Aomine (1966). Acciones modificantes debidas a los vidrios son también concebibles.

Las arcillas del suelo Birrisito están constituidas esencialmente por alofán de tipo A, bien definido y gibbsita en elevada proporción. La presencia de un pequeño endotérmico alrededor de 510°C, en todas las muestras, sugiere la existencia de un caolín, probablemente metahaloisita en pequeña cantidad. Es difícil, sin embargo, poder definir un criterio para justificar su existencia ya que, en el diagrama de rayos X, el "peak" a 7,3A está poco definido y aquel a 4,4A está junto al fuerte "peak" de gibbsita a 4,35A. El espectro infrarrojo sugiere, indudablemente, la probabilidad de que exista metahaloisita ya que son visibles, aunque débiles, el doblete a  $1030 \text{ cm}^{-1}$  y  $1080 \text{ cm}^{-1}$ , además de la banda a  $900 \text{ cm}^{-1}$  del  $\text{Al}^{\text{VI}}$ , aunque, por razones instrumentales no se aprecian las bandas en las altas frecuencias.

Aunque generalmente se considera la gibbsita gama- $\text{Al}(\text{OH})_3$  como un producto propio de suelos maduros, con grado de meteorización elevado, es un hecho que los suelos de cenizas volcánicas, aún en suelos jóvenes, la gibbsita se encuentra con relativa frecuencia. Gibbsita es particularmente abundante en la meteorización de materiales volcánicos bajo condiciones tropicales de alta pluviometría. En Hawaii, Sherman (1957) ha informado su existencia en latosoles formados a partir de cenizas andesíticas y Bates (1962) la encuentra en suelos provenientes de rocas andesíticas y basálticas. El suelo Birrisito se ha formado bajo condiciones de clima tropical perhúmedo (3800 mm y 21°C media anual) y si se toma en cuenta que las condiciones de formación de la gibbsita, deducidas por trabajos de síntesis (Gastuche, 1964) implican la existencia de un ambiente ácido y baja concentración de bases, son justamente estas condiciones las que prevalecen y favorecen su síntesis. Ahora, considerando los elevados contenidos de materia orgánica y la probable existencia un caolinoide, puede con-

cebirse que la gibbsita se ha formado probablemente por concurrencia de los procesos:

a) geles de aluminio y aluminio-hierro son separados, solubilizados y transportados en un vehículo orgánico desde la superficie (pH 4, 5) hacia capas más profundas del perfil. La materia orgánica (24%) sería responsable, a través de complejos de tipo fulvato-Al o quelatos-Al, de la movilización de este elemento. En profundidad, al encontrar un ambiente menos ácido (pH 5, 9) el aluminio precipita y cristaliza, posteriormente, como gibbsita. El alofán podría ser una fuente parcial de aluminio para formar gibbsita.

b) La existencia de pequeñas cantidades de un caolinoide (haloisita) coexistiendo con alofán, es un indicio que este (caolín) se ha formado a expensas del alofán. En tal caso se estaría produciendo una desaluminización del alofán con formación simultánea de gibbsita y caolinoide. Un proceso de esta naturaleza ha sido sugerido por Kanno (1961) para explicar la existencia de gibbsita en el perfil, Kurochibaru de Japón: alofán  $\rightarrow$  gibbsita + haloisita (hidratada).

El primer proceso sería, indudablemente, más verosímil y estaría estimulado fuertemente por las condiciones de clima imperantes. El hierro seguiría un camino paralelo al aluminio.

A diferencia de las arcillas del Cráter e Ira-zú, los minerales primarios asociados en el suelo Birrisito incluyen plagioclasa alfa-cristobalita y cuarzo, lo cual sugiere que, probablemente, el tipo de ceniza parental ha sido más ácida.

El suelo Cervantes incluye un horizonte A1 y B2 formados a partir de cenizas y horizontes IIB<sub>2</sub> y IIC derivados de lava (13.000 años), ambas de naturaleza andesítica. Es interesante constatar que los productos de meteorización son, en todos los horizontes, esencialmente alofanos con pequeñas variaciones, lo cual señala que la producción de silicatos amorfos no está ligada exclusivamente a las cenizas volcánicas, sino que también una roca madre, rica en elementos vítreos y estructura porosa, puede producir alofanos u originar andosoles. Más aun, en opinión de Douchafour (1968) aun rocas eruptivas casi cristalinas (basaltos ricos en hierro) podrían originar suelos con caracteres ándicos.

Considerando en la muestra 16 (horizonte A1) las fuertes líneas de alfa-cristobalita y plagioclasa, la composición química que da una razón SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 4,28, la reacción de deshidratación pequeña en el diagrama de ATD es posible concebir que la superficie del suelo ha sido contaminada en épocas recientes por cenizas

frescas, ya que, indudablemente, existe una discordancia de composición entre esta muestra y las siguientes. El carácter alofánico se manifiesta fuertemente a partir de la muestra 17. De ahí que en esta muestra superficial, los coloides estén constituidos por alofán junto a constituyentes altamente silíceos, incluyendo minerales primarios. El mismo adelanto en los máximos exotérmicos en ATD, es probable que se relacionen con esto, particularmente las muestras 15 y 16. Es probable que los productos de cristalización, nucleación de mullita o gamma-alúmina, sea modificada por la presencia de vidrios volcánicos. En la muestra 19, además de alofán, se encuentra probablemente una pequeña proporción de un caolinoide (haloisita), definido por la reacción de deshidratación a 500°C y por la breve inflexión a 3700 cm<sup>-1</sup> del espectro infrarrojo, además de gibbsita. Puesto que la lava tiene una edad de alrededor de 13000 años, es perfectamente concebible que el componente alofánico esté en vía de organización hacia metabaloisita, por ejemplo. En tal caso, es probable que tenga vigencia el mecanismo de formación de gibbsita sugerido por Kanno, a que hicimos referencia.

Respecto a la arcilla del suelo Colorado. (Nº 20) es indudable su naturaleza haloisítica, confirmada por todos los análisis. Una prueba de detección rápido de alofán, con el método del NaF/fenolftaleína (Fieldes y Perrott 1966) dió intensa coloración roja, lo cual indica que junto a la metabaloisita existe una importante contaminación de alofán. Algunas cualidades de comportamiento del suelo, v. gr. retención de humedad (+), retención de fosfatos, etc., destacan la influencia del componente alofánico (W. Forsythe, R. Bazán, Com. Pers.).

La existencia de una banda en IR a 7,1  $\mu$  (1400 cm<sup>-1</sup>), en todas las arcillas estudiadas, exceptuando las de Cráter I y II, constituye un hecho de la mayor importancia como se sabe, esta banda no es específica para minerales de arcilla comunes, sean amorfos o cristalinos. Sin embargo, De Mumbrum y Chester (1964) estudiando algunos alofanos en USA determinaron una banda a 1400 cm<sup>-1</sup> atribuyéndola a un silicato de hierro, Fe<sub>2</sub>(SiO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Kanno y colaboradores (1968) encontraron la misma banda en varias fracciones limo y arcilla separadas de suelos pumicíticos de Japón. Esta banda no desaparecida por tratamientos de desferrización (método Mehra-Jackson) pero sí por tratamientos de disolución de alofán (método Hashimoto-Jackson). Tomando en cuenta que los precipitados frescos de silicato de hierro

(+) Retención de humedad en la capa de 0 —20 cm del suelo Colorado, según V. Aguirre (1971).  
0,1 bar = 58,30%; 0,5 bar = 53,09%;  
5,0 bar = 46,39%; 15,0 bar = 42,85%

$\text{SiO}_2 : \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O} (+) = 2,59:1:2,1$  dan también una banda a  $7,1 \mu$ , ( $1400 \text{ cm}^{-1}$ ), estos autores atribuyeron la banda a *hissingerita*. Sudo y Nakamura (1952) habían descrito la *hissingerita* en sedimentos japoneses y Tamura y Jackson (1953), en un estudio teórico sobre la formación de los óxidos e hidróxidos de aluminio, hierro y silicatos, concibieron la existencia de un homólogo férrico del alofán, sugiriendo además la posibilidad de que hubiesen intermedios entre este alofán férrico y el alofán normal aluminico. Espectros IR, en mezclas artificiales de hidróxidos de sílice-hierro, en condiciones experimentales y proporciones variadas, han sido obtenidos por Herbillón y Tran (1969). Estos espectros no presentan bandas en la frecuencia de  $1400 \text{ cm}^{-1}$  ( $7,1 \mu$ ), sino bandas alrededor de  $9,8 \mu$  por vibración de grupos Fe-O-H, propias de goethita o lepidocrocita y bandas por extensión de grupos Si-O entre  $11,5 - 9,8 \mu$ . Se considera que la reacción de la sílice y iones hierro conduce a compuestos de quimisorción en matriz férrica, con polimerización y separación posterior de la componente silícea. Esto permite concebir que la banda a  $7,1 \mu$  es específica para un compuesto con fases hidroxiladas, no-discretas de sílice y hierro.

Las propiedades de la *hissingerita*, v. gr. CIC, CIA, superficie específica, densidad, son apenas conocidas, pero puede suponerse que no deben ser marcadamente diferentes de las del alofán. En los suelos estudiados es significativo el hecho de que la banda a  $1400 \text{ cm}^{-1}$  no se encuentre en la fracción  $< 2 \mu$  de las muestras 1 y 2 en las cuales, existen, sin embargo, fases alofánicas, sea muy poco destacada en las muestras 3, 4 y 5 de Irazú y bien acusada en todas las otras arcillas. Esto podría interpretarse como que la *hissingerita* se forma, no simultáneamente con el alofán sino en una fase de meteorización más avanzada. Es indudable que se requiere un considerable estudio para llegar a conclusiones más definitivas respecto a esta especie, pero la certidumbre de su existencia es muy verosímil.

## CONCLUSIONES

La composición mineralógica de la fracción  $< 2 \mu$  de los suelos estudiados se presenta en la Tabla 5.

Los sedimentos recientes (Cráter I y II; muestras 3-6 de Irazú), han originado arcillas con predominio de geles altamente silícicos coexistiendo con fases alofánicas, fuertemente contaminadas con minerales primarios. El desarrollo de estos coloides, medido en la escala de tiempos pedogenética, ha sido muy rápida—meses, años— aun bajo limitaciones que impone el clima de altura.

Cenizas más antiguas (muestras 7-9 de Irazú ;suelo Birrisito) han desarrollado arcillas eminentemente alofánicas. En este último suelo la fuerte influencia climática (temperatura, precipitación) y biótica (materia orgánica) ha determinado condiciones de meteorización mas intensa que ha estimulado la formación de abundante gibbsita a partir de alofán y material primario remanente. Soluviación, incluyendo desilicatación parcial, transporte de aluminio por quelación, en ambiente ácido pH (4,6) y posterior precipitación y cristalización a gibbsita en ambiente menos ácido (pH 5,7) son probablemente los mecanismos que determinan sus síntesis. Desaluminación del alofán, con formación simultánea de haloisita y gibbsita (reacción 5 y 7) es un mecanismo menos probable que ocurra bajo las condiciones prevalectentes.

En el suelo Cervantes la discordancia química y mineralógica entre el horizonte A1 y B2 se basa probablemente en una fuerte influencia de material volcánico fresco en tiempos relativamente recientes. Las arcillas de A1 son mezclas de alofán y geles altamente silícicos, fuertemente contaminados con minerales primarios, contrastando con las arcillas de B2 que son predominantemente alofánicas. Los horizontes enterrados IIB<sub>3</sub> y IIC formados a partir de lava andesítica, también han originado coloides alofánicos. Es probable que estos alofanos estén iniciando su transformación hacia estructuras caoliníticas.

Las arcillas del suelo Colorado, Dystropept derivado de cenizas y lavas andesíticas antiguas, son definitivamente haloisíticas, mezcladas con alofán, probablemente originado por contaminación de cenizas modernas.

Un hecho altamente significativo, con excepción de las muestras Cráter I y II, es la existencia en todas las muestras de una banda a  $1400 \text{ cm}^{-1}$  ( $7,1 \mu$ ) muy bien definida y que, probablemente corresponde a *hissingerita*. Las implicaciones pedogenéticas y la interpretación de las propiedades físico-químicas en base a la mineralología de la arcilla deberá ser cuidadosamente revisada. Más investigación se requiere para dilucidar la incertidumbre de si la banda a  $7,1 \mu$  corresponde a *hissingerita* o un silicato de hierro de otra naturaleza.

**Principios generales que rigen la formación de los alofanos en la meteorización de las cenizas volcánicas.**

Comparando la mineralología de las arcillas de los suelos estudiados con la de andosoles formados bajo condiciones climáticas distintas o a partir de cenizas de petrografía diferente, por ejemplo andosoles de Chile, Nueva Zelanda, Japón o Alaska (Besoin, 1969) es induda-



ble que existan analogías obvias determinadas por el componente alofánico común y que reafirma principios de una edafogénesis similar. Esto podría resumirse en tres principios generales:

1. **Universalidad de las secuencias de meteorización**

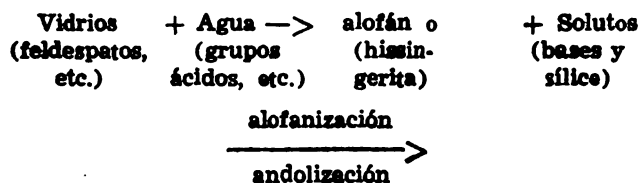
La meteorización de los minerales primarios y el desarrollo de minerales secundarios a partir de una ceniza volcánica sigue una secuencia tal que un mismo producto —alofán— tiende a formarse en un comienzo bajo cualquier condición climática, siempre que se disponga de humedad suficiente (que no exista una estación seca prolongada) y drenaje adecuado. En esta secuencia el alofán encabeza una serie mineralógica que progresa hacia términos cristalinos, más libres de defectos, de acuerdo al principio que todo sistema tiende a evolucionar a otro cuya energía potencial sea mínima.

Los factores de formación pueden influir variando la velocidad de formación de los componentes, pero no la tendencia. En el desarrollo de esta secuencia podrían definirse, considerando las ideas de Sherman y colaboradores (1964), cuatro etapas: iónica, coloidal, criptocristalina o para-cristalina y cristalina las cuales desarrollan en el tiempo, los diversos constituyentes secundarios de los andosoles, con cualidades bien definidas de estabilidad o persistencia frente a las condiciones del ambiente. Un esquema de reacciones de esta secuencia puede verse en la Fig. 7 (Ver también Besoain, 1969-1971).

2. **Especificidad y continuidad de los procesos**

El proceso de andolización (+) es específico en cuanto a que tiende a no reproducirse en otros materiales parentales. La condición determinante del proceso se basa en la existencia dominante de componentes vítreos naviles, con superficies de contacto elevadas, una condición que no se presenta en otros materiales parentales que no sean cenizas o rocas volcá-

(+) Andolización sería el proceso por el cual se forman andosoles. Sería prácticamente equivalente a alofanización, esto es, la formación de alofán, condición "sine qua non" de la andolización. Expresado como ecuación, esta sería:



nicas porosas o altamente susceptibles. En un "till" glacial, en un loess, por ejemplo, hay superficie pero no hay vidrios. Es continuo, en cuanto a que se espera que una transición continua se produzca término a término de la secuencia. En este proceso, los productos (alofán (hissingerita), imogolita, haloisita) señalarían niveles de estabilidad, esto es, predomios de una especie en tiempos y ambientes de meteorización dados, pero la transición no detendría en ningún momento de modo que una serie de intermediarios meta-estables deben producirse en la secuencia. Limitaciones analíticas o instrumentales impiden detectar estos intermediarios. En este proceso, un sistema simple  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$  evolucionaría (alofán... imogolita... haloisita) por combinación de cinética y equilibrios.

Podría concebirse que la evolución de la serie mineralógica andosólica tiende a seguir una secuencia asimilable a la Ley de las Reacciones Sucesivas de Ostwald, particularmente en los Estados intermediarios. Esta Ley indica que "una masa fundida al cristalizar no obtiene, generalmente, la forma de la red cristalina estable a la temperatura de solidificación sino que origina primeramente, la modificación sólida inestable y más energética; esta forma inestable pasa sucesivamente a formas poco estables para llegar, por último a la modificación más estable. Las formas inestables son metaestables". Para esto se substituye en el enunciado "masas fundidas" por "productos iniciales de meteorización (iones, geles hidratados, monómeros primarios) siendo las condiciones ambientales las normales. En la serie andosólica las formas de alofán A y AB constituirían la modificación inestable, luego seguiría sucesivamente el alofán A, Imogolita, Metahaloisita/haloisita, como formas menos estables, para llegar a caolinita como la forma más estable. Esto último siempre que la transformación de metahaloisita en caolinita fuese posible, si no, entonces metahaloisita y caolinita serían las formas estables de la serie.

Evaluadas en términos de tiempo, las primeras etapas serían sumamente rápidas. La etapa iónica, por ejemplo, se cumpliría en meses, aunque se extendería hasta que hubiese desaparecido los minerales primarios que abastecen de iones al sistema. La etapa coloidal podría iniciarse en meses o años, situación que la confirmarían, por ejemplo los coloides desarrollados en las cenizas Cráter y primeras capas del suelo Irazú. Formando el alofán este podría persistir por algunos miles de años en el sistema.

Las arcillas de Cervantes, por ejemplo, cuyos Horizontes IIB, y IIC tienen una edad probable de 13000 años, recién muestran indicios

de transformación hacia estructuras cristalinas. En andosoles de Chile y Nueva Zelandia hay persistencia de la etapa alofánica por más de 18000 años (Bescoain 1969).

### 3. Dominancia de un primer producto de meteorización

Según el grado de cohesión del material parental (toba o roca compacta, brecha volcánica, ceniza incoherente), el proceso de meteorización tomará direcciones diferentes, cuyo fundamento se basa principalmente en que la meteorización química de los minerales primarios son, esencialmente, reacciones de superficie. Bajo condiciones de humedad y drenaje adecuados, un material finamente dividido (ceniza volcánica incoherente) se meteorizará más rápidamente que un substrato compacto (roca, ignimbrita, toba, lava). Tales diferencias determinan no solo una dinámica diferente sino diferencias cualitativas y cuantitativas en los productos de meteorización. Una serie de factores asociados influyen en la meteorización de los minerales, v. gr. estructura, densidad, composición química y mineralógica, sustituciones isomórficas, pH, temperatura, precipitación, etc. pero es finalmente el desarrollo de las superficies la que cuantifica la magnitud del ataque químico.

Una ceniza volcánica, a consecuencia de su naturaleza fragmentaria y vesicular, es un sistema abierto, altamente poroso; son substratos que han experimentado en sí la fragmentación física que otros materiales parentales compactos deben sufrir previa a la meteorización química; de ahí su eficacia. La alta permeabilidad de un depósito de cenizas permite a las soluciones introducirse profunda y rápidamente en el perfil, de modo que las partículas, por todos lados, y simultáneamente comenzarán a meteorizarse, lo que implica un primer producto de meteorización que se haga dominante en todo el depósito. Contrariamente, en un material compacto, por ejemplo un basalto, la meteorización se inicia en la periferia. Los primeros productos que se forman se disponen como una película de nuevos componentes cuya naturaleza variará progresivamente mientras más profundamente penetra el proceso de meteorización en la roca. Con el tiempo, los fenómenos de meteorización internos se diferencian de las acciones en la superficie, ya que las condiciones en el interior-composición química del substrato y soluciones y en la periferia son muy diferentes. Este proceso, esencialmente más lento, permite que diferentes productos de meteorización se encuentren coexistiendo con el material parental. Los productos de meteorización de las rocas compactas conducen necesariamente a una mezcla heterogénea y variable. De ahí resulta también una cierta resistencia

al lavaje de solutos y que los materiales coherentes tiendan a desarrollar suelos que, durante largo tiempo, exhiban reacciones neutras.

La formación masiva de un primer producto de meteorización, —alofán— en las cenizas volcánicas, impone propiedades y comportamientos específicos. El alofán es un sistema conservador que tiende a autopropetarse en el tiempo, mediante el desarrollo de mecanismos "buffer" altamente eficientes. De ahí que formado inicialmente pueda persistir en los suelos por tiempos relativamente largos tratándose de una especie no-cristalina.

Si se comparan materiales de la misma composición petrográfica, cenizas vs. una toba o lava consolidada, se ve que invariablemente, en los primeros dominarán minerales amorfos, mientras que en los segundos, minerales cristalinos. Si en la superficie de una toba o roca consolidada se forman minerales amorfos, será en pequeña cantidad y vendrán a transformarse rápidamente en minerales cristalinos ya que el medio no es propicio para su preservación.

### APENDICE

**Explicación del esquema de la génesis de minerales secundarios por meteorización de cenizas volcánicas en ambientes húmedos y bien drenados.**

Vidrios volcánicos, feldspatos y minerales básicos originan, por meteorización (v. gr. disolución, hidrólisis, oxidación, reducción, etc.) un sistema iónico (reacción 1) el cual por desilicatación, y desbasificación, en medio acuoso origina un sistema coloidal (reacción 2) incluyendo monómeros silicio  $\text{Si}(\text{OH})_4$ , aluminio  $\text{Al}(\text{OH})_3$  y hierro  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  altamente hidratados. El pH del sistema es ácido, inmediatamente de depositadas las cenizas por la acción de componentes sulfurados que llevan, pero con las primeras lluvias disminuye fuertemente esta acidez. La disolución posterior de los componentes básicos hábiles de las cenizas hacen que el pH del sistema se haga alcalino y persista, en tanto que haya una basificación masiva. El pH evoluciona con el tiempo hacia pH neutros o ligeramente ácidos a medida que el sistema se desalcaliniza. Geles de sílice y alumina co-precipitan bajo condiciones adecuadas de pH (alfa 6,2) originando, inicialmente, un componente con fases discretas de alumina y sílice (alofán B), las que luego se integran, a través de enlaces cruzados para originar alofán A (reacción 3). El alofán puede evolucionar hacia haloisita (reacción 5) o hacia caolinita (reacción 6) organizando o polimerizando los octaedros —parcialmente tetraedros— de aluminio alofánicos en una red hexagonal de gibbsita sobre la cual se dispondrían los te-

traedros de silicio, desordenadamente, en un comienzo y unidireccionalmente, después, constituyendo una hoja tetraédrica kandítica. Tal transformación estaría estimulada por fases de desecamiento-humedecimiento. La síntesis de haloisita es muy frecuente en suelos provenientes de cenizas volcánicas, la de la caolinita es rara.

Podría admitirse una evolución de haloisita en caolinita (reacción 10), aunque hay restricciones estructurales muy serias para ello. Una fase para-cristalina, la Imogolita, podría producirse por reordenamiento parcial del alofán (reacción 4), con transformación posterior, por deshidroxilación y ordenamiento en haloisita (reacción 7). El alofán podría desilicarse, en ambiente ácido, para originar gibbsita (reacción 8); también la haloisita y caolinita podrían por desilicación, a través de una fase amorfa (alofán relicto de Jackson, 1956) para originar gibbsita (reacciones 11 y 17) sin embargo, la gibbsita podría también producirse, en una fase inicial, directamente a partir de geles de aluminio (reacción 9). También el alofán podría producirse directamente a partir de vidrios volcánicos, por reacciones de desilicación, hidratación y desbasificación preservando gran parte de la estructura original del vidrio incluyendo estados de coordinación tetraédricas del aluminio (reacción 12). El hierro seguiría una secuencia más o menos homóloga a la del aluminio. En las primeras etapas de meteorización el sistema iónico originaría simultáneamente geles de alúmina, sílice y geles de hierro. Estos últimos combinados con sílice originarían, por co-precipitación primero, una especie con fases discretas de gel síliceo-ferroso las que luego se integrarían en una fase única por medio de enlaces cruzados originando un homólogo férrico del alofán; la hissingerita (reacción 14). La hissingerita podría también formarse directamente a partir de vidrios volcánicos y minerales básicos, por desilicación, hidratación, desbasificación (reacción 16). La hissingerita podría evolucionar en el tiempo

hacia filosilicatos férricos. Componentes intermedios entre hissingerita y alofán podrían existir (reacción 15).

Referencias sobre las reacciones observadas en la secuencia.

Reacción	Nº Autores
1 y 2	Fieldes & Swindale, 1954; Kanno, 1959; Sudo, 1954; Besoain, 1969, etc.
3	Wada, 1967.
4	Wada, 1967; Aomine, 1969.
5	Fieldes, 1955; Fieldes & Swindale, 1954; Sudo, 1964; Besoain, 1964; Tamura & Jackson, 1953.
6	Colmet-Daage & Lagache, 1965; Pecrot y colaboradores, 1962; Sifferman & Millot, 1969.
7	Wada, 1967.
8	Egawa, 1965; Kanno, 1962.
9	Fieldes, 1966; Bates, 1962.
10	Fieldes & Swindale, 1954.
11	Bates, 1962; Sherman, 1949; Patterson & Robertson, 1961; Segalen, 1956.
12	Swindale, 1965; Fieldes, 1966; Fieldes & Furkert, 1966; Kanno y colaboradores, 1968.
13, 14, 15, 16	Tamura-Jackson, 1953.
17	Bates, 1962; Sherman, 1949; Patterson & Robertson, 1961; Segalen, 1957.



**Nombre del  
suelo**

**Cráter I**

**Cráter II**

**Irazú**

**Birrisito**

**Cervantes**

**Colorado**



---

Suelo                      M

---

Cráter I  
Cráter II

---

Irazi

---

Birrisito

---

Cervantes

---

Colorado

---





**CUADRO N° 3. Composición**

Nombre de Suelo	N° de la Muestra
Cráter I	1
Cráter II	2
	3
	4
	5
Irazú	6
	7
	8
	9
	10
	11
Birrisito	12
	13
	14
	15
	16
Cervantes	17
	18
	19
Colorado	20
Bombas del Volcán Irazú*	

110°C equilibradas a 56% H<sub>2</sub>O

\* Según Murata, Dondoli

\*\* ( FeO = 4,6%  
( Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 2,7%







**CUADRO N° 5. Compos**

---

<b>Suelos</b>	<b>Mun</b>
	<b>1</b>

---

<b>Cráter I</b>
<b>Cráter II</b>

---

**Irazú**

---

	<b>1</b>
<b>Birrisito</b>	<b>1</b>
	<b>1</b>
	<b>1</b>
	<b>1</b>
	<b>1</b>

---

	<b>1</b>
<b>Cervantes</b>	<b>1</b>
	<b>1</b>
	<b>1</b>

---

<b>Colorado</b>	<b>1</b>
-----------------	----------

---

<b>Simbología:</b>	<b>+ + +</b>
	<b>+ +</b>
	<b>+ +</b>



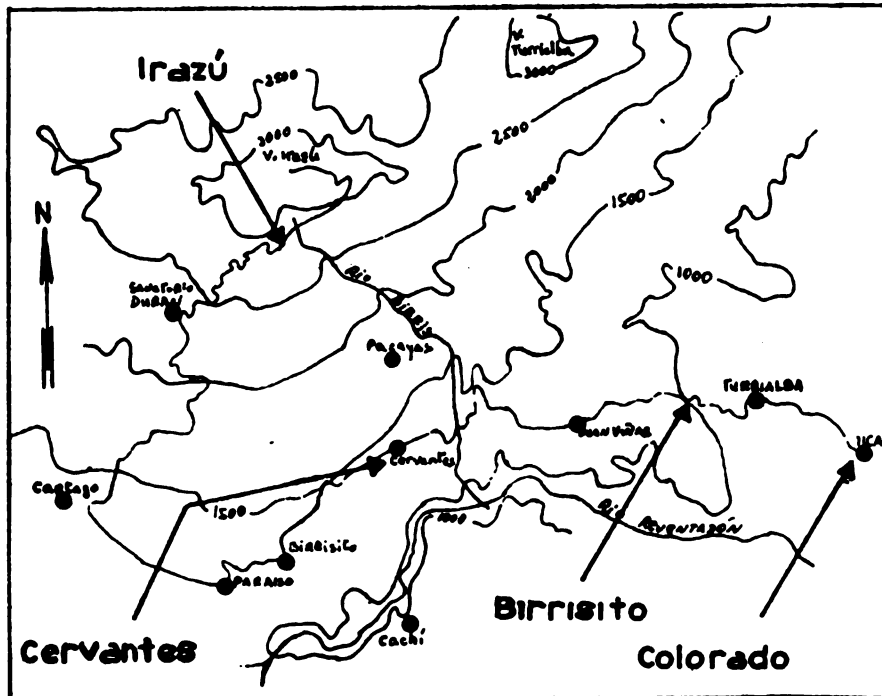


Fig. 1. Localización de las muestras de los suelos Irazú, Birrisito, Cervantes y Colorado.

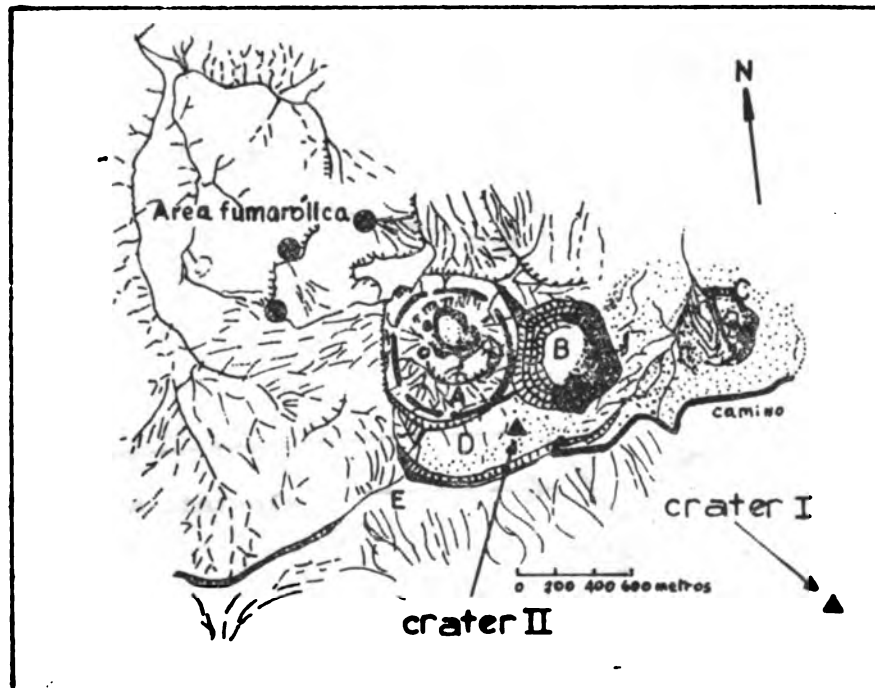


Fig. 2. Esquema de la cumbre de la región del volcán Irazú. Cráter A fue el lugar de la erupción de 1963-65. Lugar de colección de las muestras 1 (Cráter I) y 2 (Cráter II). Según dibujo original de Murata y colaboradores (1968).

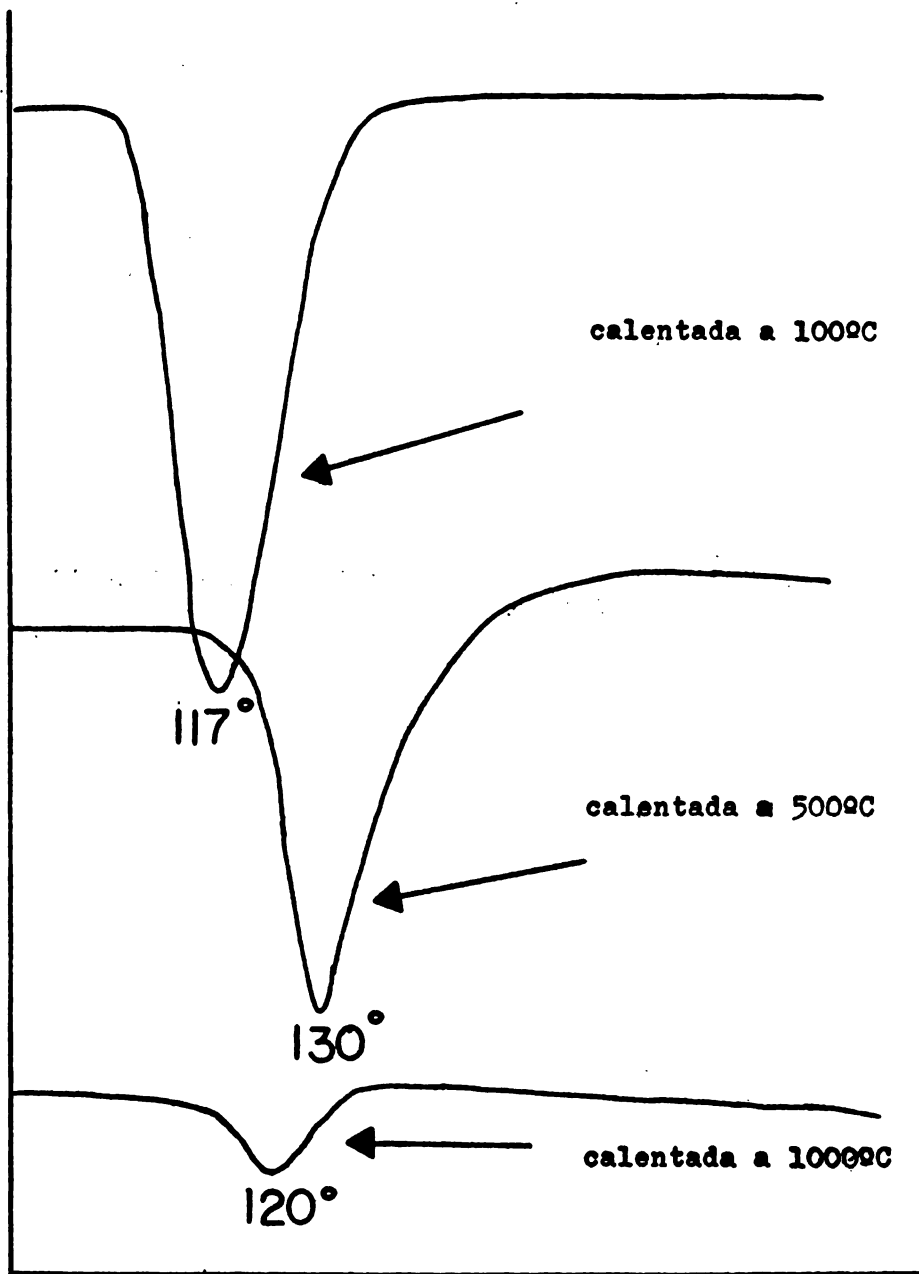


Fig. 3. Endotérmicos de rehidratación de la fracción  $<0,1\mu$  de la muestra Cráter I, calentadas a diversas temperaturas y llevadas a equilibrio en atmósfera de humedad relativa de 56%, en vacío.



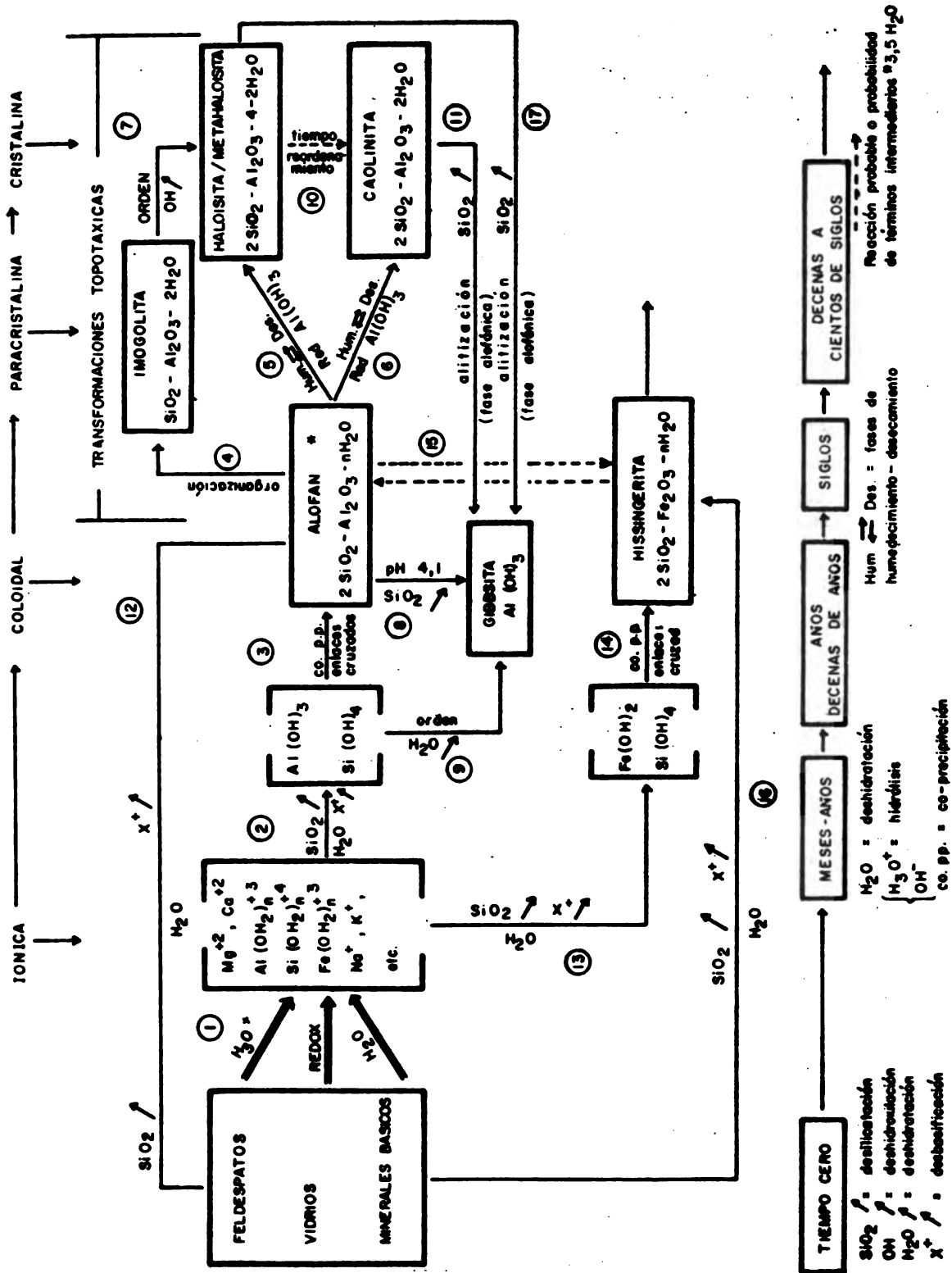


Fig -7- Esquema de las reacciones probables y productos que se forman durante la meteorización de cenizas volcánicas en ambientes bajo condiciones adecuadas de humedad y drenaje.

## BIBLIOGRAFIA

1. AGUIRRE, V. A. 1971. Estudio de los suelos del área del Centro Tropical de Enseñanza e Investigación, IICA-Turrialba, Costa Rica. Tesis M. Sc. IICA-ATEI. pp. 1-138. Turrialba.
2. AHMAD, N. y PRASHAD, S. 1970. Dispersión, Mechanical Composition and Fractionation of west Indian Volcanic yellow Earth Soils (Andepts). The J. of Soil Sci. Vol. 21 N° 1 pp. 63-71. Oxford.
3. AOMINE, S. 1969. Soil Clay Minerals, including allophane and imogolite. The Clays of Japan. Geol. Survey of Japan. pp. 167-182. Tokyo.
4. BARSHAD, I. 1964. Chemistry of Soil Development. En Chemistry of the Soil, Ed. by Firman E. Bear pp. 1-16. Reinhold Publishing Corporation N. Y.
5. BATES, T. F. 1962. Halloysit and Gibbsite formation in Hawaii. Clays and Minerals. Vol. II pp. 315-328. Pergamon Press. N. Y.
6. BAZAN, R. 1971. Comunicación personal.
7. BESOAIN, M. E. 1969. Untersuchungen von Boden aus Pyroklastiten (Asche un Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inag. Diss. Rhenischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn. pp. 1-344.
8. ————. 1971. Curso de Mineralogía de Suelos. IICA-CTEI. Turrialba. Costa Rica pp. 1-347.
9. BESOAIN, M. E. SERRATOSA, J. Ma., HIDALGO, A. 1964. Espectros de absorción infrarroja de la fracción arcilla de suelos volcánicos de Chile. Anales de Edafología y Agrobiología. Tomo XXIII, N° 5-6. Madrid.
10. ————. 1964. Clay formation in some Chilean soils derived from volcanic materials. New Zealand Journal of Science. Vol. 7. N° 1 pp. 79-86. Wellington.
11. BORNEMISZA, E. 1971. Extraction of anions and cations from recent volcanic ash. Soil Science Soc. Amer. Proc. Vol. 35, N° 3, pp. 506-507. Madison.
12. COLMET-DAAGE, F. y LAGACHE, P. 1965. Caracteristiques de quelques groupes de Sols derives de roches volcaniques aux Antilles francaises. Cah. ORSTOM, Ser. Pedol. Vol. III, N° 2 pp. 91-121. Paris.
13. DE MEMBRUM, L. E. y CHESTER, G. 1964. Isolation and characterization of some soils allophane. Proc. Soil Sci. Soc. Amer. 28 pp. 355-359.
14. DONDOLI, C. B. y TORRES, J. A. 1954. Estudio geagrónico de la región oriental de la Meseta Central, Ministerio de Agricultura e Industrias. pp. 1-180. San José, Costa Rica.
15. DUCHAUFOUR, P. 1968. Lévolution des sols pp. 1-91. Masson et Cie. Editeurs. Paris.
16. EGAWA, T. 1965. Mineralogical Properties of Volcanic Ash Soils in Japan. Meeting on the Class. And Corr. Of Soils from volcanic Ash. FAO Report N° 14 pp. 89-91. Roma.
17. FIELDS, M. 1955. Clay Mineralogy of New Zealand Soils, Part. 2. Allophane and related Minerals Colloids. N. Z. J. of Sci. and Tech. B 37. pp. 336-350. Wellington.
18. ————. 1966. The nature of allophane in soils. Part I. Significance of structural randomness in pedogenesis. N. Z. J. of Sci. Vol. 9. N° 3. pp. 599-607. Wellington.
19. FIELDS, M. y FUERKERT, R. J. 1966. The nature of allophane in soils Part 2. Differences in composition. N. Z. J. of Sci. Vol. 9 N° 3 pp. 608-622.
20. FIELDS, M. y PERROTT, K. W. 1966. The nature of allophane in soils, Part 3. Rapid field and laboratory test for allophane. N. Z. J. of Sci. Vol. 9 N° 3 pp. 623-629. Wellington.
21. FIELDS, M. y SWINDALE, L. D. 1954. Chemical weathering of silicates in soil formation. N.Z.J. Sci. and Techn. Vol. 36 N° 2 pp. 195-210. Wellington.
22. FIELDS, M. y WILLIAMSON, K. I. 1955. Clay Mineralogy of new Zealand soils, Par I: Electron Micrography. N.Z.J. and Techn. Vol. 37 pp. 314-335. Wellington.
23. FORSYTHE, W. 1971. Comunicación personal.
24. FREDERICKSON, L. D. 1954. Characterization of Hydrated Aluminas by Infrared Spectroscopy. Anal. Chem. N° 26. pp. 1883-1885. Easton.
25. FUENTES, F. R. 1971. Comportamiento de la capacidad de intercambio de cationes en algunos suelos ácidos de suelos volcánicos. Tesis M. Sci. IICA-CTEI. Turrialba, Costa Rica. pp. 1-110.
26. GASTUCHE, M. C. 1964. The octahedral Layer. Clays Clay Min. 12 pp. 471-493. McMillan Company. N. Y.
27. HASHIMOTO, I y JACKSON, M. L. 1960. Rapid dissolution of allophane kaolinite-halloysite after dehydration. Clays and Clay Miner. 7. pp. 102-113.
28. JACKSON, M. L. 1965. Soil Chemical analysis. Advanced Course. University of Wisconsin/USA. Madison. (Second Printing). pp. 1-991.

29. KANNO, I. 1959. Clay Minerals of volcanic Ash Soils and Pumice in Japan, *Advance Clay Science*. Vol. I. pp. 213-233. Tokyo.
30. ————. 1962. Genesis and Classification of Humic Allophane soils in Japan. *Trans. Comms. IV y V. Int. Soc. Soil Sci.* pp. 422-427. Wellington.
31. ————. 1962. Genesis and Classification of Humic Allophane soils in Japan. *Trans. Comms. IV y V. Int. Soc. Soil Sci.* pp. 422-427. Wellington.
32. KANNO, I., ONIKURA, Y. y HIGASHI T. 1968. Weathering and clay mineralogical characteristics of volcanic ashes and pumices in Japan. 9th. Int. Cong. of Soil Sci. *Trans. Vol. III.* p. 111-122. Adelaide.
33. KNOX, E. y MALDONADO, F. 1969. Suelos de cenizas volcánicas; excursión al volcán Irazú. Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. IICA-CTEI. pp. 1-8. Turrialba.
34. LAUNER, P. J. 1952. Regularities in the Infra Red Absorption Spectra in Silicate Minerals. *Amer. Min.* 37. pp. 764-784. Ann. Arbor. Mich.
35. MACKENZIE, R. C. 1957. The Differential Thermal Investigations of Clays. Chapt. II, Apparatus and Techniques. *Min. Soc. London.* pp. 23-63. London.
36. MAREL VAN DER, H. W. 1966. Quantitative Analysis of Clay Minerals and their Admixtures. *Contr. Minerals and Petrol.* 12. pp. 96-138.
37. MATSUL, T. 1959. Some characteristics of Japanese Soil Clays. *Advance Clay Sci.* pp. 244-259. Tokyo.
38. MEHRA, O. P. y JACKSON, M. L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals.* 7th Conf. Pergamon Press. pp. 317-327. London.
39. MIYAUSHI, N. y AOMINE, S. 1966. Mineralogy of gel-like substances in the pumice bed in Kanuma and Kitakami districts. *Soil Sci. Pl. Nutr.* 12. pp. 187-190. Tokyo.
40. MURATA, K. J., DONDOLI, C. y SAENZ, R. 1966. The 1963-65. Eruption of Irazú Volcano, Costa Rica (The period of March 1963 to October 1964). *Bull. Volcanologique, Tome XXIX.* pp. 765-796. Nápoles.
41. OSAKA, J. 1963. On the Mechanism of Formation of Precipitated Allophane *Advances Clay Sci.*, Vol. 3. pp. 342. Tokyo.
42. PRUDEN, G., y KING, H. G. C. 1969. A scheme of semi-micro analysis for the major elements in clay minerals based on modifications to conventional methods of silicates analysis-clay minerals Vol. 8 Nº 1 pp. 1-13.
43. PECROT, A. GASTUCHE, M. C., DELVIGNE, J., VIELVOYE, L. y FRIPIAT, J. J. 1962. L'altération des roches et la formation des sols au Kivu. *Publications de l'Institut National pour l'Etude Agronomique du Congo. (I.N.E.A.C.). Serie Scientifique Nº 17.* pp. 1-90. Bruselas.
44. RIEGER, S. WUNDERLICH, E. 1960. Soil Survey and Vegetation of Northeastern Kodiak Island Area, Alaska. U.S.D.A. Soil Survey Serie Nº 17. pp. 1-46. Washington.
45. ROSS, S. C. y KERR, F. P. 1934. Halloysite and Allophane. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 185-G. pp. 135-148. Washington.
46. SEGALEN, P. 1956. Les principaux Groups de Sols du Nord-Ouest de Madagascar. 6th. Intern. Congress of Soil Science. Vol. E. pp. 307-309. Paris/Francia.
47. SHERMAN, E.G.D. 1957. Formation of Gibbsite aggregates in Latosol developed on volcanic ash-Science. 125 pp. 1243-1244. New York.
48. ————. 1949. Factor influencing the development of lateritic and laterite soils in the Hawaiian Islands. *Pacific Sci.* 3 pp. 307-314. Honolulu.
49. SHOJI, S. y MASUI J. I. 1969. Amorphous clay minerals of recent volcanic ash soils in Hokkaido (I). *Soil Sci. and Plant Nutr.* Vol. II 15. Nº 4, pp. 161-168. Tokyo.
50. SHOJI, S. y MASUI J. I. 1969. Amorphous clay minerals of recent volcanic ash soils in Hokkaido (II). *Soil Sci. and Plant Nutr.* Vol. 15. Nº 5. pp. 191-201. Tokyo.
51. SHINAGAWA, A. 1962. Further accumulation of Humus on the volcanic Ash Soils originated from Volcano Sakurajima's Ashes. —*Bull. Fac. Kagoshima Univ.* Nº 11, pp. 155-205. Kagoshima.
52. SIFFERMAN, G. y MILLOT, G. 1969. Equatorial and tropical weathering of recent basalts from Cameroon. Allophanes, halloysite, methalloysite, kaolinite and gibbsite. *Proc. of the Int. Clay Conf.* Vol. I pp. 417-430. Tokyo.
53. SIMMONSON, R. W. y RIEGER, S. 1967. Soils of the Andept suborder in Alaska, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Vol. 31. Nº 5, pp. 692-699.
54. STOBER, W. 1967. Formation of silicic acid in aqueous suspensions of different silica modifications. Equilibrium concept on natural water systems. Ed. by R. F. Gould. *Advan.*

- chem. Ser. 67. Amer. Chem. Society. pp. 161-182. Washington.
55. SUDO, T. 1954. Clay Mineralogical aspects of the alteration of volcanic glass in Japan. Clay Min. Bull. Vol. 2 N° 1, pp. 96-106. Oxford.
56. SUDO, T. y NAKAMURA, T. 1952. Hisingerite from Japan. Amer. Min., Vol. 37. pp. 618-621. Lancaster.
57. SWINDALE, L. D. 1965. The properties of soils derived from volcanic ash-Meeting on Class. and Corr. of soils from volcanic ash. FAO Report N° 14, pp. 53-55. Roma.
58. TAMURA, T. y JACKSON, M. L. 1953. Structural and energy relationships in the formation of iron and aluminum oxides, hydroxides and silicates Science 117, pp. 381-383. Lancaster.
59. WADA, K. 1957. A structural schema on soil allophane. Amer. Min. 52. pp. 690-708. Lancaster.
60. WEYL, R. 1961. Die Geologie Mittelamerikas. Borntrager Ver. Berlin.

# CARACTERIZACION FISICO-QUIMICA DE ALGUNOS SUELOS VOLCANICOS DEL DEPARTAMENTO DEL CAUCA (COLOMBIA)

CARLOS LUNA ZAMBRANO ★

## 1. INTRODUCCION

Una de las metas del Instituto Geográfico "Agustín Codazzi" dentro del programa de la Sección de Investigaciones Edafológicas, es la caracterización de suelos derivados de ceniza volcánica en el territorio colombiano. Estos suelos ocupan una apreciable extensión aprovechable en la agricultura especialmente para cultivos de climas medio y frío.

En el Departamento del Cauca, los suelos derivados de ceniza volcánica se presentan en su mayor extensión sobre la vertiente oriental de la Cordillera Occidental (A), Peniplano de Popayán (B), vertiente occidental de la Cordillera Central (C), en el gran Macizo Colombiano (D) y en el Cordón Magistral de la Cordillera Central (E) (Fig. 1).

Estos suelos presentan características físicas y químicas especiales, dependientes de la naturaleza o composición de la ceniza, de las condiciones o modo de deposición de la misma del clima, la topografía y el tiempo comprendido entre la deposición de la ceniza y su evolución hasta el estado actual. De los factores anteriormente enunciados, parece que aquellos referentes al clima y la topografía han contribuido quizá en mayor grado al desarrollo que presentan los suelos.

El estudio genético de los suelos del Departamento del Cauca, implica conocimientos adecuados sobre la geología de la región y sobre la evolución geomorfológica preferentemente del Cuaternario y actual.

Es difícil adelantar conclusiones con fundamento solamente en las condiciones ambientales actuales, sin tener en cuenta los procesos de alteración de materiales de los cuales se formaron los suelos. Las características morfológicas así como también las propiedades físicas y químicas, son un reflejo de todas esas condiciones que se tendrán en cuenta para la caracterización y clasificación de los suelos.

## 2. LOCALIZACION DE LOS PERFILES

En el estudio de caracterización de los suelos del Departamento del Cauca (en el Suroeste del territorio de Colombia), se seleccionaron 19 perfiles, localizados en los flancos de las cordilleras Occidental y Central y en el plano de Popayán. En el presente trabajo se incluye única-

mente 5 perfiles correspondientes a los flancos occidental y oriental respectivamente, de las cordilleras Central y Occidental. Estos perfiles se encuentran a diferente altura sobre el nivel del mar y se han desarrollado en condiciones ambientales diferentes. En el cuadro 1 y Fig. 1 aparece la localización de los perfiles y las altitudes correspondientes.

Cuadro 1. Localización de perfiles de suelos derivados de ceniza volcánica, en un trayecto aproximado de 60 Km. de la Cordillera Central a la Occidental.

- P — 5 Cordillera Central: Lat. 2°—29' N; Long. 76°—20' Oeste de Greenwich; a 4 kilómetros del poblado de Gabriel López; altitud 3.170 m.
- P — 1 Cordillera Central: Lat. 2°—21' N; Long. 76°—24' 0; a 500 m. del cruce al parque del Inderena; altitud 3.300 m.
- P — 13 Cordillera Central (plano de Popayán): Lat. 2°—23' N; Long 76°—33' 0; a 7 Km. de Popayán por la vía a Puracé; altitud 1.950 m.
- P — 11 Plano de Popayán: Lat. 2°—17' N; Long. 76°—45' 0; a 2 Km. del poblado La Piagua; altitud 1.740 m.
- P — 10 Cordillera Occidental: 2°—28' N; Long. 76°—55' 0; a 3 kilómetros de Villavásquez por la vía a Munchique; altitud 2.100 m.

## 3. ASPECTOS AMBIENTALES

Merecen especial consideración los aspectos relacionados con la geología sólida de la región, así como también lo referente a materiales recientes, tales como productos resultantes de la erosión, productos de la actividad volcánica, etc.; los aspectos geomorfológicos y climáticos.

### 3.1. Geología

En términos generales, las formaciones geológicas de la zona de estudio comprenden: la serie geosinclinal Cretácica constituida por ro-

(\*) Químico, Asesor Dirección Agrológica, Instituto Geográfico "Agustín Codazzi". Bogotá, Colombia, S. A.

cas sedimentarias (lutitas, limolitas, margas, etc.) con fuertes manifestaciones de volcanismo y de metamorfismo; las formaciones de la depresión Cauca - Patía (limitada al Oriente por la falla de Romeral), posiblemente del Terciario Inferior a Medio y constituidas por sedimentos detríticos (areniscas y arcillolitas), y la Formación Popayán del Plioceno Superior a Cuaternario Medio producto del volcanismo de la Cordillera Central y constituida por capas muy densas de material aluvial andesítico. Tanto en la Serie Geosinclinal Cretácica como en la Serie Sedimentaria Terciaria de la depresión Cauca-Patía, se presentan intrusiones de tipo básico en la primera y de tipo intermedio en la segunda formación, respectivamente (Khobzi, 1971).

Los productos recientes de la actividad volcánica (Puracé, Sotará, Doña Juana), se presentan formando una cubierta de espesor variable y constituida por rocas andesíticas hasta de un metro de diámetro, bombas, lapilli, derrames de lava y ceniza. Los materiales más gruesos se encuentran hacia las partes más altas (por lo regular superiores a los 3000 m.) y cercanos a los respectivos cráteres. El material grueso se encuentra en algunos lugares entreverado con material más fino. La ceniza volcánica tiene composición andesítica intermedia que puede llegar a presentar localmente carácter o composición básica. Se encuentra formada por hornblenda, hiperestena, augita, feldespatos, plagioclasa y muy escaso cuarzo. Es bastante trabajoso, por los análisis efectuados hasta hoy, llegar a determinar con exactitud el origen o fuente de los materiales más finos como la ceniza. En lo que respecta a los 5 perfiles que se presentan en este estudio, se supone que la mayor parte de la ceniza que forma el material parental de los suelos proviene del volcán Puracé. Las manifestaciones de este volcán han sido descritas por testigos presenciales desde el año de 1816 hasta 1949. En este último año tuvo lugar una de las más violentas erupciones de que se tenga noticia del Puracé: una gran cantidad de rocas en estado incandescente fueron lanzadas durante la explosión (Ramírez, 1969).

### 3.2. Desarrollo geomorfológico

La fisonomía que hoy presenta la región caucana, es el resultado de la secuencia de hundimientos y sollevamientos ocurridos en los Andes en un lapso de 135 millones de años (hacia fines del Jurásico). En la sección referente a geología en este estudio, se enumeran las formaciones más importantes y se indican las épocas geológicas o edades de las mismas. Bajo el punto de vista pedogenético que nos ocupa, quizá tenga especial importancia un conocimiento más completo del Cuaternario, por cuanto estos depósitos se encuentran recubriendo otras formaciones en los sitios donde se efec-

tuó el muestreo. La evolución geomorfológica del Cuaternario se ve limitada por falta de elementos suficientes de correlación (depósitos detríticos), que permitan distinguir las diferentes fases de erosión que han contribuido a modelar el paisaje actual. Existen datos geológicos y palinológicos de la Sabana de Bogotá que indican que los últimos movimientos tectónicos tuvieron lugar en el intervalo Plioceno-Superior a Plioceno-Inferior. Se sugiere que esos movimientos causaron plegamientos y fallas en las formaciones Zarzal (Valle del Cauca) y Popayán (Van Es, 1970).

Khobzi (1971), señala que la Formación Popayán y el abanico del Patía (El Bordo), se presentan muy alterados (ferralitización?) comparativamente con los abanicos recientes de la región de Popayán y de Piendamó (al Norte de la ciudad de Popayán). Con ese criterio el mismo autor concluye que los restos de materiales fuertemente alterados que reposan sobre los esquistos metamórficos y diabasas de las dos cordilleras, deben corresponder a una topografía antigua, algo posterior a la Formación Popayán.

El plano de Popayán tiene un relieve ligeramente ondulado, formado por pequeños valles de fondo plano, de origen aluvial y separados por colinas de vertientes convexas. En la región del Tambo, hacia el Occidente de la Formación Popayán, las colinas están labradas en areniscas del Terciario sobre las cuales reposa en forma discordante la mencionada Formación Popayán. El paisaje en general se presenta muy disectado.

En la Cordillera Central el paisaje es más complejo: en la parte inferior se encuentran numerosas formas estructurales tanto en las rocas sedimentarias como en las rocas ígneas intrusivas (andesitas y dacitas) del Terciario; en la parte media de la cordillera, aun quedan restos probables de la topografía del Cuaternario Inferior, separados por valles estrechos y profundos; en la cima de la Cordillera Central, restos de morrenas que indican períodos glaciares (Khobzi, 1971).

La región caucana se encuentra en su mayor extensión recubierta de ceniza volcánica, de espesor variable y en diferentes estados de alteración. El espesor del material piroclástico depende de la topografía y ubicación geográfica en relación con la dirección favorable del viento (de Oriente a Occidente). El mayor o menor grado de alteración que presenta la ceniza se halla íntimamente ligado al clima, a la altura sobre el nivel del mar y a la cubierta vegetal.

### 3.3. Clima y vegetación

En el Departamento del Cauca como en otras regiones de Colombia, se pueden separar pisos térmicos, determinados por la altura sobre el nivel del mar. Por tanto es posible considerar los siguientes pisos: cálido (0 - 1000 m.), medio (1000 - 2000 m.), frío (2000 - 3000 m.) y páramo (mayor de 3000 m.). El 34.5% de la extensión del Departamento se encuentra en clima cálido, el 35.6% en clima medio, el 17.7% en clima frío y el 10.2% en Páramo (Atlas de Colombia, 1.964).

El régimen de humedad se halla relacionado con la situación geográfica de determinada región. En la llanura del Pacífico el régimen es húmedo, con precipitaciones que oscilan entre 2000 - 4000 mm. por año. La precipitación aumenta en dirección oriental, sobre las vertientes de la Cordillera Occidental, en donde puede pasar de los 8000 mm. Hacia el interior, en la cuenca interandina, la precipitación disminuye en forma gradual, para luego aumentar en los flancos de la Cordillera Central. En las hoyas de los ríos Cauca y Patía en el Norte y Sur, respectivamente, del Departamento, se presentan climas secos con precipitaciones menores de 1000 mm.

La lluvia se encuentra relativamente bien distribuida durante el año, con un periodo seco o de poca pluviosidad en los meses de Julio a Septiembre y otro corto interludio de Diciembre a Febrero. La distribución de la vegetación obedece a las condiciones ambientales; en la región del litoral, hacia la periferia, se encuentra un tipo de vegetación hidrófila, formada en su mayor parte por manglares; hacia el interior y en las vertientes occidentales de la Cordillera Occidental, la vegetación está formada por arbustos, hierbas y lianas. En los lugares más húmedos, abundan las plantas epífitas y parásitas en las ramas y troncos de los árboles. En el plano de Popayán y en la vertiente de la Cordillera Central, la vegetación es mesohidrófila y se compone de zonas de explotación agropecuaria, árboles, arbustos y hierbas. En localidades cubiertas por capas de ceniza relativamente reciente y de clima húmedo, abundan los helechos y también se encuentran restos de bosque de roble. En los valles cálidos y secos domina la vegetación mesófila y xerófila.

### 4. METODOS

**Trabajo de campo.** En la descripción de perfiles se siguieron las instrucciones consignadas en el Soil Survey Manual, U.S.D.A. (1951).

**Análisis físico-químicos.** Según Silva et al (1963). La capacidad catiónica de cambio con

CaCl<sub>2</sub> se determinó según la técnica de la Estación Experimental de Connecticut, Estados Unidos (Sawhney, Frink 1970) Sílice y alúmina extractables en NaOH 0.5 N (Jackson, 1965). Hierro libre por extracción con ditionito citrato (Jackson, 1956). Tensiones a 15 atmósferas y densidad aparente según técnicas del Soil Conservation Service, U.S.D.A. (1967).

**Análisis mineralógico de arenas.** Examen al microscopio petrográfico de la fracción total (50-500 micras), después de efectuar separación de minerales livianos y densos en bromoformo.

**Examen mineralógico de arcillas.** La fracción total (menor de 2 micras) saturada con magnesio, se utilizó para el examen por rayos-X y análisis térmico diferencial (ATD). El examen con rayos-X se efectuó en muestras orientadas, directamente y luego de ser sometidas a varios tratamientos (glicerol, extracción de hierro y calentamiento).

El ATD se llevó a cabo en muestras sin tratamiento especial, a la saturación de humedad del medio ambiente y mezcladas con 50 por ciento de material inerte.

### 5. SUELOS

En esta sección se presentan las características morfológicas, las propiedades físico-químicas de los suelos y los componentes minerales de las fracciones arena y arcilla provenientes de los mismos suelos. En cada grupo aparecen los resultados y la interpretación correspondiente.

#### 5.1. Perfiles

En el Departamento del Cauca se encuentran suelos con perfiles: AC, A(B)C y A B C. Son de textura franco-arenosa, franco-limosa (en los horizontes superiores) y franco-arcillosa (en los horizontes inferiores). La textura determinada en el laboratorio difiere de las observaciones de campo. Los suelos son de colores oscuros (especialmente en el horizonte A): estructura sub-angular fina a media, generalmente poco desarrollada; carecen de plasticidad, pegajosidad y por lo menos en algunos horizontes presentan la propiedad conocida con el nombre de "tixotropismo"; son muy porosos, friables, con abundantes raíces y macroorganismos. Los suelos que se hallan expuestos al aire por algún tiempo presentan una estructura terciaria de tipo columnar.

El grado de desarrollo que presentan los suelos, depende de los factores clima, topografía, naturaleza del material piroclástico y de la altura sobre el nivel del mar. Los que se en-

cuentran a mayor altitud por lo regular presentan menor grado de desarrollo que los de las localidades inferiores. En algunos de los perfiles de suelos de las vertientes de los Andes, aun a alturas superiores a 3000 m.s.n.m., se encontraron acumulaciones de hierro hasta de 2 cm. de espesor, que indican un proceso pedogenético muy intenso que tuvo lugar posiblemente bajo condiciones climáticas más cálidas y húmedas de las que se encuentran hoy. En exposiciones de perfiles de 20 metros de espesor en la región de Munchique al Occidente de Popayán, se puede observar claramente que el mayor movimiento de hierro y manganeso, que forman las concreciones es en sentido lateral y no vertical; las acumulaciones de óxidos metálicos ocurren escalonadas a diferentes profundidades en el perfil que no se presentarían en un movimiento vertical. La deposición de estos óxidos metálicos en sentido vertical ocurre también pero en menor grado.

En algunos de los perfiles de suelos del plano de Popayán, se encontraron películas de arcilla. Estos recubrimientos de arcilla iluvial, de aspecto sedoso se presentan de ordinario en los horizontes inferiores a profundidades mayores de un metro. Cabe suponer que los fenómenos de eluviación e iluviación de materiales tengan lugar en mayor grado en los horizontes o capas más antiguas y que han sufrido alteración; estos depósitos presentan un alto porcentaje de minerales cristalinos susceptibles de dispersión y por tanto de movilización.

## 5.2. Características físico-químicas

El pH de los suelos en agua (Cuadro 2), es ácido en los primeros horizontes y ligaramente ácido en los horizontes inferiores. El pH determinado en cloruro de potasio da resultados más bajos (aproximadamente en una unidad) con relación a los resultados obtenidos efectuando la determinación en agua. Suelos derivados de ceniza volcánica y de reacción ácida se han encontrado en el Departamento de Nariño (Calhoun et al, 1971), Antioquia (Luna, 1969), Cundinamarca y otras regiones de Colombia (Suelos Ecuatoriales, 1970).

La fuente de la acidez que presentan estos suelos, radica en los componentes inorgánicos y orgánicos. Según Coleman y Thomas (1967), las arcillas, los óxidos minerales (alófana y otros) y las combinaciones de arcilla con óxidos minerales, son susceptibles de originar acidez. Los suelos estudiados (como se indican adelante con mayor detalle), son ricos en material amorfo (especialmente alófana), el cual a bajo pH se encuentra cargado positivamente. Esto explica la baja saturación en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y otros cationes que son fácilmente li-

xiviados del suelo por tener cargas del mismo signo de los materiales amorfos.

El porcentaje de carbón orgánico es alto, especialmente en los primeros horizontes. El contenido de materia orgánica está asociado al tipo de vegetación, a la altura sobre el nivel del mar y a las condiciones climáticas imperantes. En el Departamento del Cauca, en regiones de clima frío y húmedo ( $12^{\circ}\text{C}$  y 2000 mm. de precipitación anual), en vegetación de pastos, se encontraron suelos con alto contenido de materia orgánica.

El nitrógeno total es alto y disminuye con la profundidad como ocurre con el carbón orgánico. Los altos niveles de nitrógeno indican escasa mineralización lo cual se ha podido comprobar en suelos volcánicos del Departamento de Nariño (Gloria de Benavides, 1971) y en el antiguo Departamento de Caldas (Esperanza de Roza, 1971); y en general se ha encontrado una correlación significativa entre el contenido de alófana y la baja mineralización de la materia orgánica.

La capacidad catiónica de cambio, determinada con acetato de amonio a pH 7.0, es elevada particularmente en los suelos con mayor cantidad de material amorfo. Los valores de la capacidad de cambio determinada mediante el  $\text{CaCl}_2$  1 N a pH del suelo, resultan mucho menores que los obtenidos con la sal de amonio. La determinación de la capacidad de cambio por el método del acetato de amonio 1N amortiguada a pH 7.0 mide todas las cargas permanentes de los minerales presentes y una buena parte de la carga variable. La determinación llevada a cabo mediante el  $\text{CaCl}_2$  a pH del suelo (5.0 - 5.5) mide casi exclusivamente las cargas permanentes. Se ha establecido que el mineral alófana tiene una capacidad permanente pequeña (entre pH 2.5 y 5.0) y una capacidad variable grande (entre pH 5.0 - 8.2). Esta propiedad la tiene también la materia orgánica presente en los suelos, propiedad a la que se atribuye un gran número de cargas dependientes del pH. De otra parte, los estudios de Birrell (1958), Birrell y Gradwell (1956), Wada y otros investigadores (citados por Coleman, 1967), sugieren que el mineral haloisita particularmente cuando está asociado al mineral alófana, tiene la propiedad de retener sales preferentemente de amonio o de potasio, dando por resultado una capacidad de cambio muy grande que no corresponde a la capacidad real de intercambio de cationes que posee el mineral.

Esta misma propiedad la tiene el mineral alófana, con la particularidad de que puede retener otras sales además de las de amonio y potasio. Estos hechos justifican la afirmación



de Birrell (1964) en el sentido de que es más real el cálculo de la capacidad de cambio por la suma de las bases intercambiables, incluyendo al hidrógeno y al aluminio, que el resultado obtenido mediante lixiviación con sales. Las bases intercambiables en los suelos estudiados y la saturación de bases en por ciento determinada con  $\text{NH}_4\text{OAc}$  a pH 7.0, son bajas, sobre todo en los suelos con mayor contenido de material amorfo, lo cual es de esperarse por lo expuesto anteriormente.

### Hierro, alúmina y sílice extractables

En forma general se puede afirmar que estos elementos aumentan con la profundidad del perfil. En la Fig. 3 se presentan gráficos correspondientes al movimiento de sílice, alúmina y hierro extractables en ditionito-citrato y  $\text{NaOH}$  0.5N. Se observa que los elementos alúmina y sílice ocurren en mayor cantidad que el hierro, lo cual se debe a la meteorización rápida de vidrio y feldespatos calcosódicos, con la consiguiente formación de compuestos hidrosolubles de sílice y alúmina. Estos compuestos son rápidamente movilizables hacia capas u horizontes inferiores en el perfil. Los valores presentados son tentativos por cuanto el tratamiento utilizado para eliminar la materia orgánica del suelo (peróxido), solubiliza unas apreciables cantidades de sílice, alúmina y compuestos de hierro que no se han tenido en cuenta para el cálculo de los resultados. Sabemos que otros oxidantes, como el hipoclorito de sodio, empleados en la destrucción de la materia orgánica solubilizan menor cantidad de los elementos mencionados (Calhoun, comunicación personal, 1970). Los porcentajes de  $\text{SiO}_2$  obtenidos mediante la extracción con  $\text{NaOH}$  0.5N son particularmente altos, lo que indica su gran movilidad dentro del perfil. Teniendo en cuenta la composición mineralógica de la arcilla, se supone que en el análisis total la relación  $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  en la fracción  $< 2 \mu$  sea del orden de 1 a 2. Tales valores se han encontrado en materiales similares examinados en el Japón por Kanno (1964) y en New Zeland por Birrell (1964). En los perfiles que presentan mayor grado de desarrollo (P11 y P13), se observa mayor acumulación de hierro en el horizonte B que en los otros horizontes.

La retención de humedad a 15 atmósferas es muy alta (superiores al 30%), particularmente en los primeros horizontes, propiedad que se encuentra asociada al alto contenido de materia orgánica y a la presencia de minerales secundarios susceptibles de retener agua.

La densidad del suelo en la mayoría de los perfiles estudiados es baja (menor de la unidad), lo cual es un indicativo de su gran poro-

sidad. En los horizontes donde se obtuvieron valores superiores a uno (como es el caso del horizonte II B1 del P-11), hay evidencia de materiales diferentes al que se encuentra en los horizontes superiores y los suelos presentan consistencia firme.

La prueba del fluoruro de sodio 1M, da con la mayoría de los suelos estudiados valores de pH por encima de 9.4, lo cual, en términos de la Clasificación Americana (Soil Survey Staff 1970), permite suponer que estos suelos contienen más de 50% de material amorfo. Esto desde luego no es absoluto, ya que minerales como la haloisita pueden dar también reacción positiva al fluoruro de sodio (Luna, 1969).

### 5.3. Mineralogía de arenas y arcillas

El examen mineralógico de las arenas (Cuadro 3), indica un bajo contenido de cuarzo, excepto en los dos últimos horizontes del perfil 11. La cantidad de vidrio volcánico oscila entre bajo y alto; en la mayoría de los perfiles se puede observar su disminución con la profundidad del perfil, lo cual pudiera indicar mayor grado de alteración en las capas inferiores. Los valores del vidrio volcánico son similares a los que hemos encontrado en el Departamento de Naríño y más altos a los encontrados en los suelos volcánicos de Antioquia.

Los feldespatos son en su mayor parte ácidos plagioclasa; se encuentran muy poco alterados, pasan del 30% en los horizontes superiores y disminuyen con la profundidad del perfil, lo cual como en el caso del vidrio volcánico puede ser indicativo de mayor grado de alteración de los horizontes inferiores.

Los fitolitos son muy escasos si se comparan con el contenido de estos elementos en suelos volcánicos de Cundinamarca (Luna, 1963) y con algunos suelos volcánicos del Japón, en los que se ha encontrado correlación positiva entre el contenido de fitolitos y el carbón orgánico de los mismos suelos (Egawa, 1964).

Los minerales opacos (magnetita, hematita, limonita, leucóxenos) se encuentran en pequeña cantidad, salvo en los últimos horizontes de los perfiles 11 y 13 en los cuales pasan del 50% en la fracción densa de las arenas. Es probable que estos horizontes inferiores se hayan desarrollado de depósitos más antiguos en forma similar como ocurre en suelos tipo Chernozem de la región de Palmira (Colombia), desarrollados sobre terrazas del Cuaternario y en donde se encontró una apreciable cantidad de limonita (Blasco, et al, 1969).

Los ferromagnesianos son constitutivos im-

portantes en todos los suelos derivados de ceniza volcánica del Departamento del Cauca. El mineral hornblenda llega al 70 por ciento en promedio en los perfiles 5, 10 y 11. En los perfiles 1 y 13 se encontró menor cantidad de hornblenda y en cambio un alto contenido de piroxenos (al menos en los horizontes superiores). Este hecho sugiere que los horizontes o capas con alto contenido en piroxenos, son más recientes que aquellas que contienen anfíboles. Biotita es un mineral de escasa ocurrencia y algunos granos presentan alteraciones. Dentro del grupo de Misceláneos se incluyen posibles granos de biotita profundamente alterados así como también granos isotrópicos de color amarillento y aspecto vítreo cuya composición y formación aguardan investigación.

La fracción arcilla de los suelos es relativamente uniforme en composición mineralógica, sobre todo en los horizontes superiores (Cuadro 3). El material amorfo (incluyendo alófana) es el constitutivo principal (más del 50%). Los minerales cristalinos aumentan con la profundidad, en tanto que los amorfos (en particular alófana) disminuyen (Cuadro 3, Fig. 2). En el P-10, los minerales componentes de la fracción arcilla son amorfos (posiblemente alófana "B" en el primer horizonte y alófana "AB" en los horizontes inferiores). Se están adelantando determinaciones físico-químicas en otros horizontes inferiores de este mismo perfil (de 125-242 cm.) tendientes a completar el presente estudio.

En el P-5, los primeros horizontes (A0, A11, A12, AC) tienen como componente importante de la arcilla, material amorfo (alófana "AB"). En los horizontes inferiores (C1 y C2 en particular), predomina material cristalino (Fig. 2). Este cambio radical en composición mineralógica, sugiere presencia de capas de ceniza más antiguas que las de los horizontes superiores. Este mismo cambio en composición mineralógica se pudo apreciar en el examen de las arenas (Cuadro 3).

La secuencia de alteración del material piroclástico en la mayoría de los suelos estudiados en el Departamento del Cauca (19 perfiles) es la siguiente:

Vidrio volcánico

Feldespatos → alófana "B" → alófana "AB", Gibsita → meta-haloisita, gibsita

Puede presentarse también la secuencia:

→ alófana "B" → alófana "AB"  
→ meta-haloisita.

Los conceptos de alófana "A" y "AB" res-

pectivamente se hallan basados en interpretaciones del ATD (Fieldes, 1955). Se están adelantando investigaciones más minuciosas en fracciones de arcilla de diferente tamaño utilizando espectrografía infrarroja para obtener información en cuanto a las bandas de absorción características de alófana "B", imogolita.

El mineral vermiculita se presenta esporádicamente, en materiales que contienen biotita, como es el caso de depósitos correspondientes a algunos de las facies de la Formación Popayán.

La ocurrencia de gibsita en unos perfiles y su ausencia en otros, no se ha podido dilucidar con exactitud. Sabemos por algunos análisis efectuados que existe la tendencia a aumentar el contenido de aluminio extractable con la profundidad; sin embargo, la formación de gibsita no ocurre en todos los suelos. Hemos encontrado gibsita en suelos con pH superior a 5.5, en pendientes del 30 y 40%. Se sabe que existen en el suelo hidróxidos de aluminio con carga negativa, susceptibles de combinarse con sílice de carga positiva (Mohr y Van Baren, 1954), o de ser retenidos entre el retículo cristalino de la arcilla (silicatos 2:1 a 2:2) (Jackson, 1967). El punto iso-eléctrico del hidróxido de aluminio parece encontrarse alrededor de pH 4.8; se sugiere que por encima de este pH, la alúmina se carga negativamente, separándose del silicato para formar gibsita. El efecto de la pendiente incide en el movimiento lateral del hidróxido de aluminio y su cristalización correspondiente en gibsita en condiciones favorables. Es indispensable un estudio más detenido de estos factores y otros incluyendo la materia orgánica, para una idea más precisa sobre la formación de la gibsita en estos suelos.

## 6. CLASIFICACION

En Colombia no hay una clasificación autóctona que permita agrupar a los suelos derivados de ceniza volcánica en otros niveles distintos a lo que conocemos con la denominación general de Andosoles. Dentro de una misma región se encuentran suelos con características diferentes, a consecuencia de variaciones del medio circundante y composición mineral de la ceniza. En la mayoría de los estudios de suelos se ha recurrido al uso de "series" y "asociaciones", que hacen posible establecer diferencias en cuanto a la morfología, el material parental, etc., de gran utilidad agronómica y catastral, pero que no permiten establecer relaciones genéticas con suelos de otras regiones del país desarrollados sobre materiales parentales similares.

En lo que respecta a suelos derivados de

ceniza volcánica en Colombia, hace falta conocer un mayor número de estos suelos, sus características físico-químicas, composición mineralógica y demás condiciones que han influido en su formación.

Los suelos del Departamento del Cauca pudieran agruparse en dos grandes categorías: A) Suelos de clima frío ecuatorial (temperaturas comprendidas entre 8 y 12°C) y B) Suelos de clima templado sub-tropical (temperaturas promedio 18-22°C). En la categoría "A" se incluirán suelos de color oscuro, tixotrópicos, poco desarrollados, muy friables y porosos, con alto contenido de material amorfo, muy ácidos y saturaciones inferiores al 3 por ciento (Perfiles 1 y 5). En la categoría "B", los suelos con mayor grado de desarrollo, con horizonte "cámbico", con cantidades variables de material amorfo y cristalino, ácidos a ligeramente ácidos y con saturaciones por encima del 3% (Perfiles 10, 11 y 13). El grado de desarrollo que presentan los suelos en estas categorías se encuentra estrechamente ligado a los factores genéticos de formación de suelos.

Con fines de establecer relaciones entre los suelos del Departamento del Cauca con suelos similares en otras regiones de Colombia, se hace una clasificación tentativa utilizando otras clasificaciones.

De acuerdo a la 7ª Clasificación del Departamento de Agricultura de los EE. UU. (1970), los suelos estudiados pudieran agruparse en el Orden Inceptisol, Sub-orden Andept y Gran Grupo Dystrandept. Estos suelos tienen un epipedón Umbrico, baja saturación de bases, densidad menor de 0.8 y un alto porcentaje de material amorfo (mayor del 50%). Estas características preferentemente han servido para su clasificación como "Typic Dystrandeps". El perfil 11 es un caso especial que presenta las características siguientes: 1) epipedón úmbrico; 2) ausencia de moteos en los cuatro primeros horizontes; 3) carencia de tixotropismo; 4) sin contacto lítico entre 50 cm.; 5) capacidad de cambio (en NH<sub>4</sub>OAc) ma-

yor de 30 m.e./100 g. de suelo en los horizontes superiores; 6) aumento de la cantidad de arcilla total entre los horizontes de eluviación e iluviación (relación mayor de 1.2); 7) en los horizontes iluviales el resultado de la relación arcilla fina-arcilla total, es mayor que el obtenido por esa misma relación en los horizontes de eluviación; 8) presencia de películas de arcillas (observadas en el campo y en secciones delgadas); 9) diferente composición mineralógica de arenas y arcillas (Cuadro 3), y 10) diferentes propiedades físicas y químicas entre los horizontes superiores. Las 5 primeras características son suficientes para clasificar este suelo en el Orden Inceptisol, en tanto que las restantes se alejan de este orden (horizonte argílico). Esta discrepancia en las propiedades pudiera interpretarse como una discontinuidad litológica que ocurre aproximadamente a un metro de profundidad. Con base en esta hipótesis, los horizontes superiores se habrían formado a expensas de ceniza volcánica más reciente (menos de 10.000 años), en tanto que los horizontes inferiores corresponderían a estratos mucho más antiguos, quizá pertenecientes a la Formación Popayán (Plioceno Superior a Cuaternario Medio); y se trata por tanto de dos suelos, uno reciente que sepulta a otro más antiguo. Esta hipótesis sirve de base para sugerir la clasificación "Hydric Dystrandept tacto A-qualf".

Los suelos incluidos en el Sub-grupo "Typic Dystrandept" podrían clasificarse en categorías inferiores con base en la temperatura del suelo en "Isomesic Typic Dystrandept" (Perfiles 1 y 5 con temperaturas promedio entre 8° y 15°C.) e "Isothermic Typic Dystrandept" (Perfiles 10 y 13 con temperaturas comprendidas entre 15 y 22°C.). Otros parámetros relacionados con el grado de pendiente, espesor y textura de la capa laborable, etc., son de gran aplicación en el uso y manejo de estos suelos.

En la Clasificación Francesa (1967-1972), estos suelos se agrupan en la Clase IV "Andosol". A niveles inferiores, la clasificación es la siguiente:

- Perfil 1.— { Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima frío Ecuatorial.  
Grupo: Perfil ABC  
Sub-grupo: Con (B) incipiente.
- Perfil 5.— { Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima frío Ecuatorial.  
Grupo: Perfil AC  
Sub-grupo: "Ranker Andique".

- Perfil 10.— { Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima templado sub-tropical.  
 Grupo: Perfil A(B)C  
 Sub-grupo: Andosol Organomelánico típico.
- Perfil 11.— { Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima templado sub-tropical.  
 Grupo: Con perfil complejo.
- Perfil 13.— { Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima templado sub-tropical.  
 Grupo: Con perfil A(B)C  
 Sub-grupo: Andosol Organomelánico típico.

### RESUMEN

El estudio de caracterización físico-química de algunos suelos volcánicos del Departamento del Cauca (Colombia) comprende 5 perfiles derivados de ceniza volcánica que se encuentran localizados en las vertientes Occidental y Oriental de las cordilleras Central y Occidental respectivamente, y en el plano de Popayán. Las cenizas de los flancos de las cordilleras andinas, generalmente se encuentran menos alteradas que aquellas que reposan sobre el valle interandino; las capas superficiales son más recientes (menores de 10.000 años) que las capas o depósitos de ceniza que se encuentran más profundas. Los aspectos geológicos, geomorfológicos, de clima y de vegetación, sirven de base para la interpretación de los procesos genéticos. En el capítulo referente a suelos se presentan y analizan las características morfológicas y otras propiedades de los suelos; estas

informaciones y los resultados del examen mineralógico de arenas y arcillas se utilizan para la clasificación.

Los suelos estudiados son relativamente poco desarrollados, ricos en materia orgánica, pobres en bases intercambiables y ácidos. Las arenas presentan dos asociaciones de minerales, una caracterizada por un alto porcentaje de hornblenda y la otra asociación con predominio de piroxenos. Vidrio volcánico, material de aspecto vitrio (sin identificar) y feldespatos ácidos plagioclasa, son los componentes principales en la fracción liviana de las arenas. La arcilla de los suelos tiene como componente principal alófana. Se propone para estos suelos una clasificación preliminar basada en la 7a. Aproximación del Departamento de Agricultura de los EE. UU. y en una de las clasificaciones más recientes de Francia.

**Fig. 1 LOCALIZACION DE PERFILES DE SUELOS**

**CUADRO 2. Características Físico-Q**

PERFIL	Prof. cm.	Horizonte	Color
1	0— 27	A11	10YR2/2
	27— 50	A12	10YR2/1
	50— 90	AB	10YR2/1
	90—108	B1	10YR2/2
	108—118	C	10YR4/2
	118—180	IIC	10YR4/4
5	0— 08	Ao	10YR2/1
	08— 30	A11	10YR2/1
	30— 60	A12	10YR2/1
	60— 75	AC	10YR2/2
	75—129	C1	10YR4/4
	129—165	C2	10YR6/4
10	0— 47	A	10YR2/1
	47— 83	(B)	10YR2/4
	83—125	C	10YR5/6
11	0— 40	A11	10YR2/1
	40— 56	A12	10YR2/2
	56— 87	AB	10YR2/2
	87—100	IIB1	10YR5/6
	100—117	B2	10YR5/8
	117—190	B3	5YR4/8
13	0— 10	A11	10YR2/2
	10— 49	A12	10YR2/2
	49— 62	AB	10YR2/2
	62— 92	(B1)	10YR5/6
	92—130	(B2)	10YR5/6
	130—162	C	10YR6/6

Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima  
templado sub-tropical.....

de al  
del Q  
rivad  
locali  
rienta  
respe  
ceniz  
nas, |  
das q  
teran  
cienta  
o de  
profu  
lógica  
se ps  
ticos.  
senta  
gicas

Fig.1 LOCALIZACION DE PERFILES DE SUELOS

CUADRO 3. Mineralogía

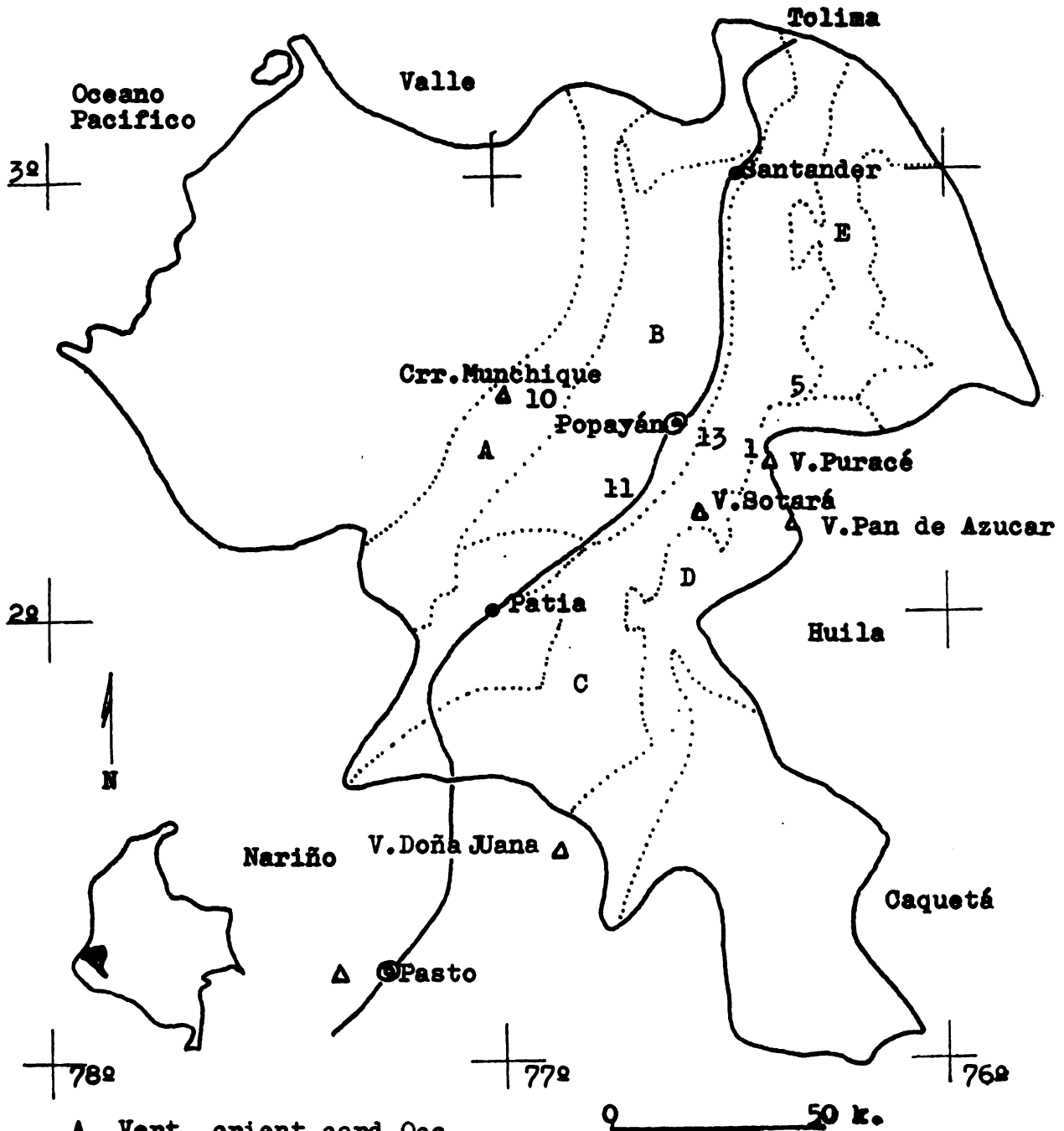
PERFIL	Horizonte	Arenas (50-500 $\mu$ )									
		Minerales Livianos en %							Min. Densos de min. trans		
		% Mín. livianos	% Mín. densos	Cuarzo	Vid. volcánico	Feldespatos	Fitolitos	Misceláneos	Min. opacos	Hornblenda	Ortoniroxenos
1	A11	83	17	—	8	32	tr	60	5	3	2
	A12	79	21	—	30	40	—	30	15	3	6
	AB	74	26	—	5	39	tr	56	15	14	4
	B1	79	21	2	5	28	—	65	10	24	3
	C	79	21	—	6	20	—	74	16	40	4
	IIC	90	10	—	9	20	—	71	14	43	3
5	A°	—	—	5	43	31	4	17	11	65	2
	A11	—	—	3	53	38	2	4	13	64	2
	A12	70	30	—	27	36	tr	37	14	80	1
	AC	75	25	tr	20	29	—	51	12	90	—
	C1	88	12	—	18	18	—	64	12	80	1
	C2	93	7	2	tr	13	—	85	17	92	—
10	A	72	28	4	25	30	14	27	22	78	1
	(B)	88	12	tr	12	10	2	76	23	77	1
	C	—	—	tr	3	36	tr	61	12	98	—
13	A11	83	17	—	10	36	2	52	18	27	1
	A12	74	26	—	15	52	4	29	11	49	1
	AB	—	—	2	5	22	tr	71	15	72	1
	(B1)	83	17	5	4	14	3	74	18	80	1
	(B2)	76	24	—	3	18	tr	79	19	93	1
	C	86	14	tr	tr	10	tr	90	56	94	1
11	A11	72	28	6	36	30	12	16	10	79	1
	A12	—	—	7	28	38	5	22	18	80	1
	AB	74	26	9	16	49	4	22	14	83	1
	IIB1	—	—	9	6	30	tr	55	18	84	1
	B2	75	25	14	2	71	tr	13	23	97	1
	B3	—	—	20	5	23	tr	52	68	90	1

OBSERVACIONES: En el grupo Misceláneos se incluyen mineralidades tales como zirconio y zolcita. Misceláneos además Biotita. Convenciones para estimar la cantidad: 2 de 10 a 40% y 3 menor del 10%.

Sub-clase: Andosol Organomelánico (de clima templado sub-tropical).

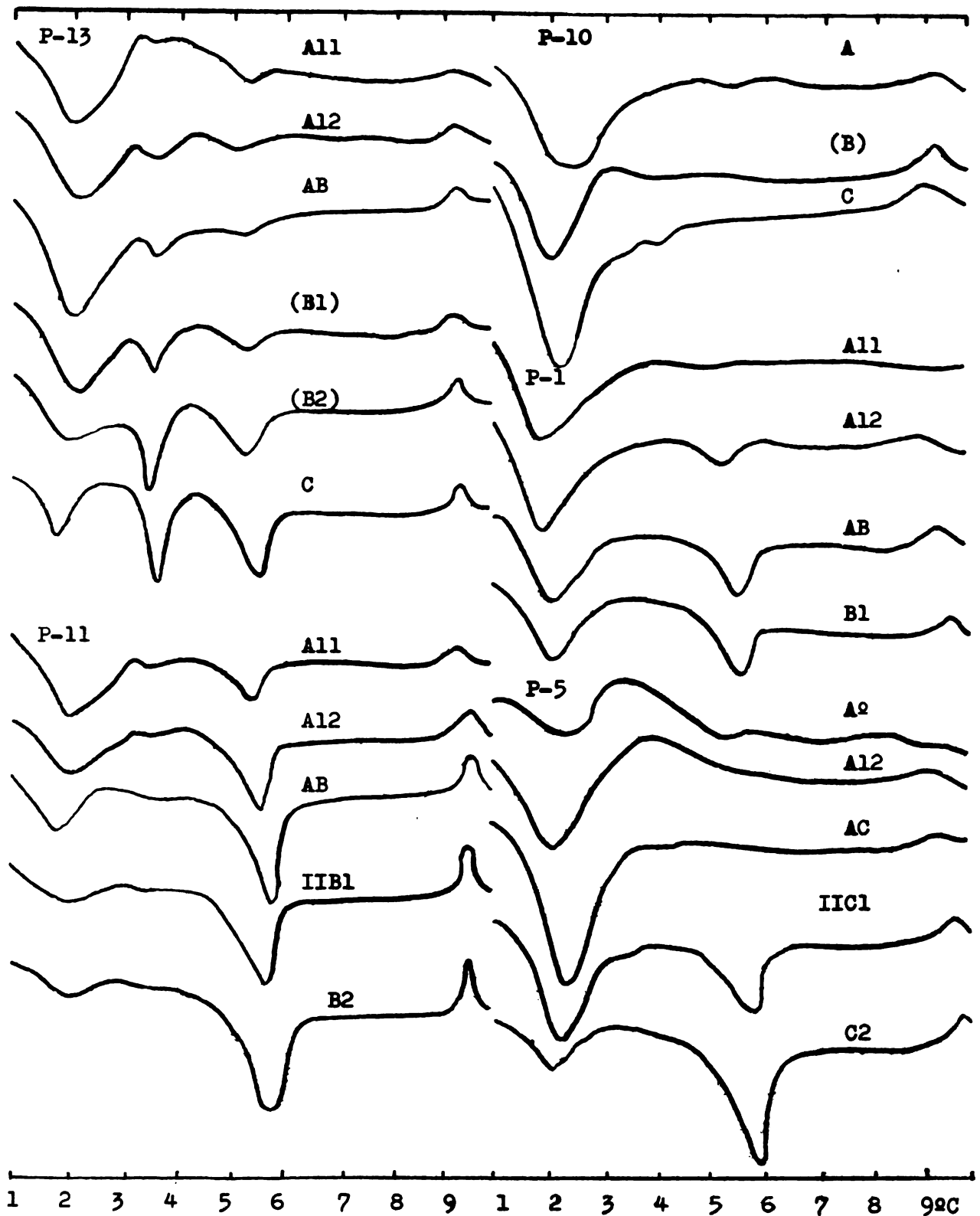


**Fig.1 LOCALIZACION DE PERFILES DE SUELOS  
EN EL DEPARTAMENTO DEL CAUCA/**



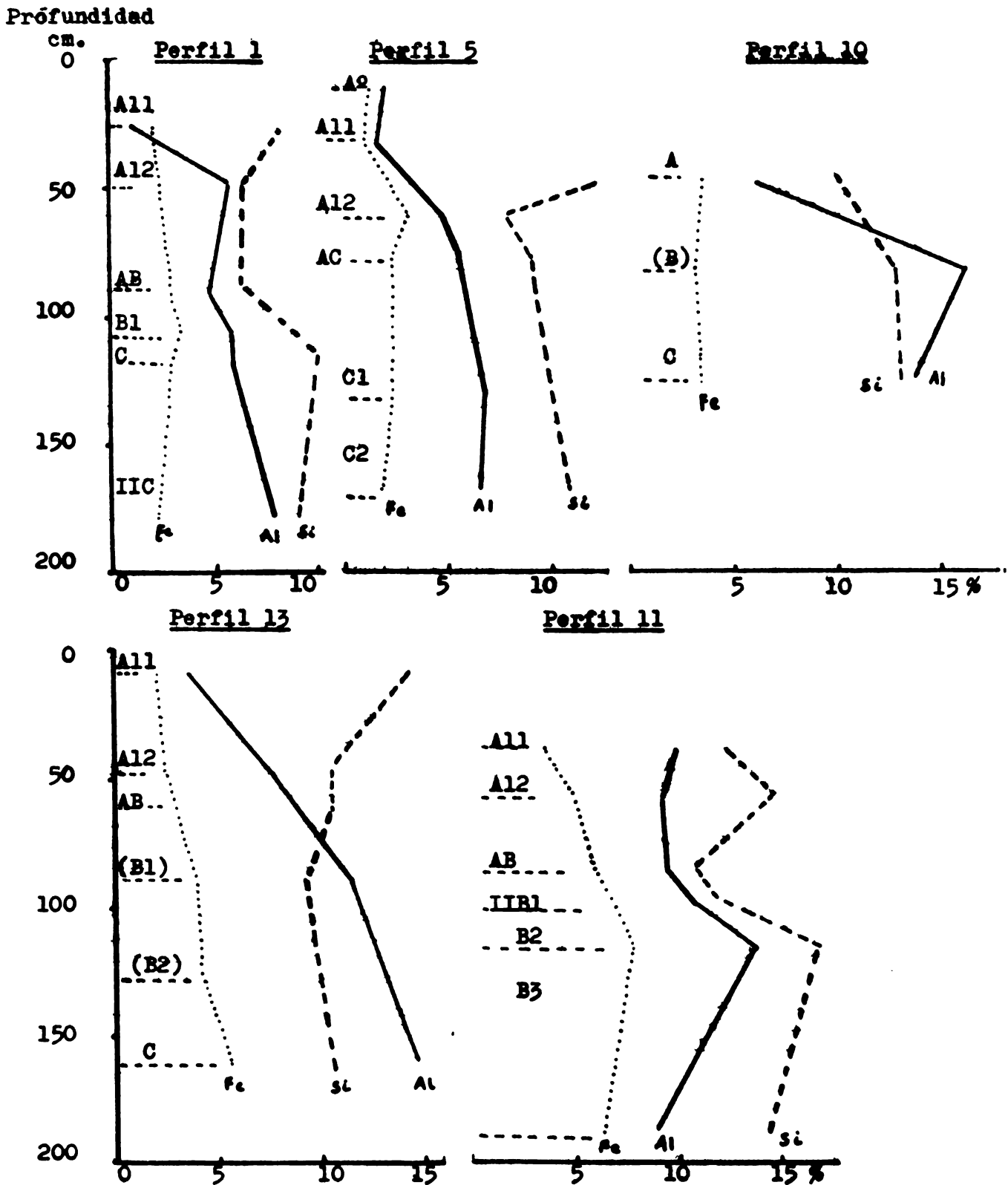
- A. Vert. orient.cord.Occ.
- B. Peniplano de Popayán
- C. Vert. occ. cord. Central
- D. Gran Macizo Colombiano
- E. Cordón Magistral cord.Central.

Fig.2.-TERMOGRAMAS DE ARCILLAS ( 2 $\mu$  ) DE SUELOS DESIVADOS DE  
 CENIZA VOLCANICA DEL DEPARTAMENTO DEL CAUCA, COLOMBIA.  
 (50% arcilla, 50% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Rat. cal. 10 $^{\circ}$ C/minuto).



**Fig. 3.- SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> EXTRACTIONES EN NaOH 0.5N Y DITONITO-CITRATO, EN SUELOS DEL CAUCA.**

(Resultados en porciento del suelo libre de mat.orgánica).



## BIBLIOGRAFIA

- Atlas de Colombia, 1964. Aspectos Agropecuarios y su Fundamento Ecológico. Cuarta Entrega. Departamento de Investigaciones Económicas. Banco de la República, Bogotá.
- Benavides de Gloria, 1971. Mineralización de Nitrógeno en Suelos de Ceniza volcánica. En "Suelos Ecuatoriales", Ed. Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Bogotá. (en prensa).
- Birrell, K. S., 1958. Citado por Coleman, N. T. y G. W. Thomas, 1967. The Basic Chemistry of Soil Acidity p. 1-41. En R. W. Pearson and F. Adams (Ed.) Soil Acidity and Liming. Agronomy 12, Mad., 274 p.
- Birrell K. S., 1965. Some properties of volcanic ash soils. Meeting on the Classification and Corr. of Soils from Volcanic Ash. FAO-Report Rome 14= 74-81.
- Birrell, K. S., and Gradwell, 1956. Citado por Coleman, NT. and Thomas, 1967. Opt. cit.
- Blasco, M. L., A. H. Weir,
- J. A. Catt, E. C. Omerod, 1969. Mineralogy of the Soils of the Río Cauca, Colombia. Turrialba Vol. 19 N° 3 pp. 332-339.
- Classification des Sols, 1967, 1972. Travaux de la Comm. de Pédol. et de Cartog. des sols. Document diffusé par le Laboratoire de Géologie— Pedologie de 1° E. N. S. A. Grignon, France. 87 pp.
- Calhoun, F., 1971. Comunicación personal.
- Egawa, T. 1965. Mineralogical properties from Volcanic Ash Soils in Japan. FAO-Report Rome 14: 89-91.
- Fieldes, M., 1955. Clay Mineralogy of New Zealand Soils. New Zealand, J. Sci. Tech. 37: 336-350.
- Jackson, M. L., 1956. Soil Chemical Analysis. Adv Course. Manuscript, Wisconsin University, U. S. A.
- Jackson, M. L., 1965. En "Methods of Soil Analysis". Agronomy N° 9 p. 1770 Ed. C. A. Black. Madison Wisc. U. S. A.
- Jackson, M. L., 1967. Chemical Composition of Soils. En "Chemistry of the Soil". Firman E. Bear. Reinhold Publishing Corporation, New York, Chap 2:71-141.
- Khobsi, J., 1971. Notas sobre Geología y Geomorfología de los Municipios de El Tambo, La Vega, La Sierra, Almaguer, Bolívar y San Sebastián. Dpto. del Cauca, Colom. 6 p. (Inédito, Dirección Agrológica, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá).
- Luna Carlos, 1963. Examen Mineralógico de Arenas de Suelos de la Cuenca Alta del Río Bogotá (Inédito, Inst. Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá).
- Luna, 1969. A Pedological Study of the Soils of Antioquia Colombia, S. A. with particular reference to Andosols. Tesis Doctoral de la Universidad Estatal de Utrecht, Holanda.
- Mohr, E. C. J., and F. A.
- van Baren, 1954. Tropical Soils. W, van Hoeve. The Hague, 498 pp.
- Ramírez, J. E., 1959. Historia de los Terremotos en Colombia. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá, 218 pp.
- Rozo de Esperanza, 1971. Comunicación personal.
- Sawhney, B. L., C. R. Frink  
and D. E. Hill, 1970. Components of pH dependent Cation Exchange Capacity. Soil Science 109: 272-278.
- Soil Conservation Service U. S. D. A., 1967. Soil Survey Laboratory Methods and Procedures for Collecting Soil Samples. Soil Survey Investigations. Reprt 1 p. 50.
- Silva, F., L. Olarte,
- Muñoz de Beatriz, 1963. Métodos Analíticos del Laboratorio de Suelos. Instituto Geográfico "Agustín Codazzi", Bogotá, D. E., 138 pp.
- Soil Survey Staff.
- Soil Conservation Service, 1960, 1967, 1970. Soil Classification U. S. D. A.
- Soil Survey Staff. Soil Survey Manual, 1951. U. S. D. A. Han Book 18.
- Suelos Ecuatoriales, 1970. "Acidez y Encalamiento en el Trópico". Primer Coloquio de Suelos. Ed. Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo. Vol. III N° 1 p. 309.
- van Es, E., 1970. El desarrollo Geológico/Geomorfológico del Valle del Cauca y de las pendientes adyacentes. Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá. p. 19.
- Wada, K., 1967. Citado por Coleman and Thomas, 1967. Opt. cit.

# CHARACTERIZATION AND DETERMINATION OF "AMORPHOUS" CLAY CONSTITUENTS IN VOLCANIC ASH SOILS

KOJI WADA\*

## INTRODUCTION

It is the purpose of this paper to review recent advances and future potential of methods for characterization and determination of amorphous clay constituents in volcanic ash soils. The subject has been covered in a part of review articles by Mitchell *et al.* (1964) and by Jackson (1964), and no attempt will be made to duplicate these reviews.

It has been stated that the term "non-crystalline" is preferable to the commonly used term "amorphous" (Bailey *et al.*, 1971), and that the term "amorphous" is vague since it relates to the technique used to determine the structure (van Olphen, 1971). However, the term "amorphous" clay materials is used in this article as a conventional term to include all the clay materials which have been thought to be non-crystalline and have variable chemical composition. Domination by these amorphous materials defines many of the physical and chemical properties characteristic to volcanic ash soils, and controls the productivity of the soils. Among them, allophane is of leading importance. Allophane is tentatively defined at an international seminar on amorphous clay materials held in Fukuoka in 1969 as members of a series of naturally occurring minerals which are hydrous aluminum silicates of varying chemical composition, characterized by short range order and by the presence of Si-O-Al bonds (van Olphen, 1971). Since the nature and properties of amorphous constituents in soil clays have not been well-understood, quantitative determination of particular constituents must be advanced hand in hand with their characterization.

### Pretreatment and Sample Preparation

Removal of organic matter from soils is still a prerequisite to facilitate collection of clay fractions, particularly from volcanic ash soils. Farmer and Mitchell (1963) showed that water-insoluble as well as water-soluble chelated oxalates of aluminum and iron are formed by peroxidation of soil clays containing rela-

vely large amounts of organic matter. There is an indication that the insoluble chelated oxalate can also be formed from the volcanic ash soils (Tokashiki and Wada, 1972b). Their formation seems to correlate with the contents of organic matter in a series of volcanic ash soils. However, the reaction is also dependent on unidentified factors and not very reproducible. Mechanical analysis data published by Kanno (1954) and Kanno *et al.*, (1959) indicate that the amount of sesquioxide correlates with the amount of organic matter thereby removed and can be as high as 20% of the clay content. A large part of the sesquioxide dissolved is possible derived from Al and Fe chelated with soil organic matter, but the dissolution of clay by organic acids formed by peroxidation must be taken into consideration when the organic carbon content of the soil exceeds 10%.

After peroxidation and washing with water, dispersion of volcanic ash soils at pH 10 or at pH 4 with the aid of ultrasonic or sonic oscillations has generally been accepted as means for collection of their clay fractions. The alkaline medium is used for the soils containing nearly exclusively crystalline layer silicates in their clay fractions, while the acid medium for those containing amorphous constituents in substantial amounts. Matsuo (1964) claimed that sodium metaphosphate can be used efficiently for dispersion of volcanic soils as well as the other soils in Japan, but neither his own data nor the data subsequently published on highly allophanic soils (Kobo and Oba, 1965; Miyazawa (1966) support his conclusion. Kobo and Oba (1965) and Kanno and Arimura (1967) showed that when sonic oscillation is used, the removal of iron oxide as a pretreatment is not necessary for dispersion of volcanic ash soils. Ahmad and Prashad (1970) proposed the use of zirconium nitrate as a dispersing reagent.

### X-ray Diffraction

X-ray analysis is essential in studying the crystalline and para-crystalline clays. No particular mention is necessary about the x-ray analysis of crystalline clay minerals in the volcanic ash soils. However, a certain amount of

\* Faculty of Agriculture, Kyushu University, Fukuoka, Japan.

chemical pretreatment is necessary for removal of amorphous constituents. Critical appraisal of its effect on the structure of crystalline layer silicates is required. Incomplete hydroxide layers often form in the cleavage space of expanding layer silicates in the volcanic ash soils. The partial dissolution of these interlayers by 0.5 N NaOH treatment was illustrated in some volcanic ash soils (Kawasaki and Aomine, 1966; Wada and Tokashiki, 1972).

Interpretations of the x-ray and electron diffraction patterns of imogolite were advanced independently by Russell et al. (1969) and by Wada and Yoshinaga (1969). Appearance of broad bands with maxima at about 14 Å and 7.8 Å in the air-dry state and a remarkable increase of diffraction intensity at 18-19 Å upon heating at 100 to 200°C are now used for identification of imogolite. The latter reaction is often not found for imogolite in volcanic ash soil clays. This occurs either due to inappropriate chemical pretreatments or due to structural variation of imogolite itself. The dithionite-citrate treatment usually leads to enhancement of diffraction intensity of imogolite at 18-19 Å upon heating at 100 to 200°C. The prevention of this reaction was shown by intercalation of imogolite with  $KCH_3COO$ , alkylammonium chlorides and humified material (Wada and Henmi, 1972; Inoue and Wada, 1968; 1971). These observations accord with the interpretation that the change of the x-ray pattern signifies rearrangement of structural units of imogolite upon dehydration (Wada and Yoshinaga, 1969). On the other hand, imogolites in certain volcanic ash soils show only a weak diffraction at 18-19 Å or a mere collapse on the broad diffraction band in the region upon heating (Aomine and Miyauchi, 1965; Greenland et al., 1969; Tokashiki and Wada, 1972b).

#### Differential Thermal Analysis

The use of thermal methods in the detection and estimation of amorphous materials in soil clays has recently shown the tendency to decline, but DTA has proved its value in characterization of these materials.

The absence of an exothermic peak at 900 to 100°C in DTA was thought by Fieldes (1955) as indicating presence of discrete hydrous silica and alumina in amorphous clays. On this basis, he proposed the name allophane B for these amorphous silica and alumina which firstly form in weathering of volcanic ash. In a study on clays separated from young Japanese volcanic ash soils, Miyauchi and Aomine (1964) showed that the  $<0.2 \mu\text{m}$  fractions give a strong

exothermic peak near 900°C, whereas the 0.2-2  $\mu\text{m}$  fractions bear only slight or no evidence of the exothermic reaction. They correlated the absence of the exothermic reaction to the coarse clay fraction with the predominating presence of cristobalite, feldspar and quartz but neither of amorphous silica nor alumina. Fieldes and Furkert (1966) then showed that the content of silica exceeds that of crystalline silica such as quartz and cristobalite in the coarse clay fractions of some of New Zealand volcanic ash soils. They maintained the presence of allophane B as claysize discrete amorphous hydrous silica, some of which were assumed to derive from disordered volcanic glass and feldspar.

Uchiyama et al. (1968) presented the data which indicate that the absence of the 900°C exothermic peak relates to the chemical composition of amorphous constituents of volcanic ash soil clays. No evidence of the exothermic reaction was obtained when the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  molar ratios of the 0.5 N NaOH soluble fractions of these clays are in the range from 4 to 25. The exothermic reaction was also shown for synthetic aluminosilica gels with the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of about 0.5 to 2, but not for those with the higher  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio (van Reeuwijk, 1967). Later, Shoji and Masui (1969a, b; 1971) identified opaline silica by electron microscopy in these highly siliceous clays. They thought that it forms pedogenetically through condensation of silica released in the early stage of weathering of volcanic ashes.

Fieldes (1955) indicated that the temperature and intensity of the high temperature exothermic peak increased with increasing order of structure from allophane B to kaolinite through allophane AB and A. This simple correlation has not necessarily been supported from DTA curves which have since been published, and there remains a difficulty how to define the order of structure in the allophanic clays. There are indications that the exothermic reaction varies with the exchangeable cation (Miyauchi and Aomine, 1966 a) and with the pretreatments of the material (Campbell et al., 1968). Correlations between the peak height and the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio were reported with the synthesized aluminosilica gel, which indicate that the intense reaction occurs in the gels with the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of 0.4 to 2.0 (Ossaka, 1962) and 0.8 to 1.2 (Wada and Kubo, 1972).

Summarizing these observations, the presence of the high temperature exothermic peak may be taken as an indication of Si-O-Al bond formation in amorphous aluminosilicates in the examined clays which likely induces formation of mullite upon prolonged heating at 900 to 1100°C. The absence of the exothermic peak

indicates predominating presence of discrete silica either in the form of quartz and cristobalite, opaline silica or possibly that derived from disorganized glasses and feldspars. Pretreatment with slightly acid salt solution (e. g., at pH 5) to keep the content of exchangeable metallic cation as low as possible would be favorable for the differentiation of allophane from other amorphous clay materials on this criterion.

### Infrared Spectroscopy

Mitchell et al. (1964) and Leonard et al. (1964) showed that there are correlations between the infrared spectra and the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratios of the synthesized silica, aluminosilica and alumina gels. The principal differences appear in the Si-O stretching absorption band. The differences between allophanes with different  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratios and imogolite were shown by Wada (1966) on the spectra recorded by use of  $\text{D}_2\text{O}$  as a mulling reagent. Allophanes with the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  of 2 to 1.5 show a broad absorption band with maxima at 1010 and 945  $\text{cm}^{-1}$ , whereas those with the lower  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  containing imogolite show an absorption band with maxima at 990, 995 and 925  $\text{cm}^{-1}$ . Fieldes and Furkert (1966) also observed for the  $<0.2$   $\mu\text{m}$  fractions of some of New Zealand volcanic ash soils that the distribution of absorption intensity in the region from 800 to 1300  $\text{cm}^{-1}$  varies in a systematic way with increasing maturity of the soil. They considered that these differences probably arise from those in the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio in the aluminosilicate and in the amounts of associated oxides of these elements. Kanno et al. (1968) showed that the Si-O rates from weathered pumices shifts from 1060 to 970  $\text{cm}^{-1}$  with the increasing  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content. A linear correlation between the absorption maximum in the 1000  $\text{cm}^{-1}$  region and the chemical composition expressed as the weight ratio of  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2$  was also found for fine clay fractions of one Japanese and three Hawaiian volcanic ash soils (Lai and Swindale, 1969).

A combined use of selective dissolution analysis with difference infrared spectroscopy was proposed for characterization and estimation of amorphous constituents in soil clays (Wada and Greenland, 1970; Wada and Tokashiki, 1972). Techniques were described whereby the difference spectra representing the infrared absorption of the materials removed by the dissolution treatments with dithionite-citrate, 2%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  and 0.5 N NaOH can be obtained.

These difference spectra and the spectra of the residue remained are useful for identification and characterization of the major constituents

which are dissolved by the treatments and remain after them. They also provide a basis for allocation of the weight data obtained in the dissolution analysis. Examples of the analytical result are shown in Table 1.

The association of amorphous silicates with "free" iron oxides was inferred from dissolution of Si and Al in addition to Fe during removal of extractable iron oxides from soil clays (Mitchell and Mackenzie, 1954; Mehra and Jackson, 1960; Follet et al., 1965; Yoshinaga, 1966; Weaver et al., 1968). The difference spectra indicated dissolution of allophane-like aluminosilicates from the volcanic ash soil clays in which allophane predominated in the 0.5 N NaOH soluble fraction (Table 1). They are characterized by the Si-O stretching absorption maximum in a range from 940-980  $\text{cm}^{-1}$  and the fairly strong absorption in the region near 700  $\text{cm}^{-1}$ . Unidentified constituents showing generally weak absorption and absorption maxima different from those described above, were dissolved from the volcanic ash soil clays in which gibbsite and/or crystalline layer silicates were the principal constituents. The spectra of the constituents dissolved in 2%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  are also related to the major mineral composition of the clays. The allophane-like constituents dissolved give the Si-O stretching absorption maximum in a very narrow range from 950 to 960  $\text{cm}^{-1}$ , and absorb relatively less at 800  $\text{cm}^{-1}$  compared with the dithionite-citrate soluble fraction.

Dissolution of allophane, imogolite and gibbsite by the 0.5 N NaOH treatment was shown on the difference spectra (Table 1). No crystalline layer silicates except for halloysite (e. g., VH) was dissolved in any significant amount unless the volcanic ash soil clay was very free from allophane and soil clay was constituents (e. g., T-1-8). Allophanes dissolved in 0.5 N NaOH account for 40 to 60% of the whole soluble fraction and give the Si-O stretching absorption maximum in the widest frequency range from 1050 to 940  $\text{cm}^{-1}$ , probably reflecting the differences in their chemical composition and structural organization.

The spectral feature of imogolite, particularly in the region from 1100 to 600  $\text{cm}^{-1}$  was described by Wada (1966) and Russell et al. (1969). The latter author pointed out that the absorption bands near 1000, 700 and 600  $\text{cm}^{-1}$  are sensitive to sample orientation. When oriented, the resolution of the Si-O stretching absorption maxima of imogolite at 990-1010 and

925-935  $\text{cm}^{-1}$  can be used for its differentiation from allophane. Wada (1966) interpreted a strong band at 925  $\text{cm}^{-1}$  as resulting from a high proportion of Si-O-Al linkages relative to Si-O-Si. Russell et al. (1969) postulated the presence of isolated  $\text{Si}_2\text{O}_7$  groups from the low frequency of this absorption band and from the polarization of the absorption bands near 1000, 700 and 600  $\text{cm}^{-1}$ .

Shoji and Masui (1969a) indicated that opaline has two absorption maxima for the Si-O related vibrations at 1100 and 800  $\text{cm}^{-1}$ . The difference spectrum of a 0.5 N NaOH soluble fraction of a volcanic ash soil clay in which opaline silica is predominating (T-1-1; Table 1), showed absorption maxima at 1200 (shoulder), 1075, 935 (shoulder) and 790  $\text{cm}^{-1}$ . These frequencies are same to those found for amorphous silica gels synthesized in laboratory.

Deuteration of a clay with  $\text{D}_2\text{O}$  gives information on the status of the OH groups and adsorbed water in it. The ease of complete exchange found for allophane and imogolite (Wada, 1966; Russell et al., 1969) means that all the OH groups and adsorbed water are accessible to the ambient solution. The technique can be used to follow and detect development of any structural order or structural changes which result in enclosure of the OH and  $\text{H}_2\text{O}$  groups.

#### Electron Microscopy and Diffraction

By refinements in instrumentation and preparation, it has become possible to observe clay particles with a resolution of about 5 Å. A good example of achievement by electron microscopy is seen in characterization of imogolite. The high resolution electron microscopy showed that the imogolite threads of micron length with a diameter of 100 to 300 Å consist of a finer filiform unit with separations in the order of 18-22 Å (Yoshinaga et al., 1968; Russell et al., 1969). More recent studies on the specimens dispersed on a microgrid or cut in thin section (Wada et al., 1970) have indicated that this filiform unit is a tube with the inner and outside diameters of about 10 and 20 Å.

It was found that imogolite gives a unique electron diffraction pattern (Yoshinaga et al., 1968; Russell et al., 1969; Wada and Yoshinaga 1969). The electron diffraction pattern from randomly oriented threads shows a series of rings at 1.40, 2.12, 2.3 (broad), 3.3 (broad), 3.72, 4.15, 4.7 (broad), 7.8 (broad) and 11.8 Å. Align-

ment of the threads results in strong arching of some of these reflections at 1.40, 2.12 and 4.15 Å on the meridian and at 5.7, 7.8 and 11.8 Å on the equator. The meridian reflections were interpreted as indicating a repeat unit of 8.4 Å along the fiber axis. The equatorial reflections are related to lateral arrangement of the structure units. Their interpretation is more involved and has not been reached in an agreement.

The morphological feature and electron diffraction of imogolite is very useful to identify and detect imogolite even in a small amount. This was illustrated for imogolite in an allophanic clay derived from basaltic saprolite in Maui, Hawaii (Wada et al., 1972). This material was amorphous to x-rays and gave the DTA curve typical of allophane, yet the electron micrograph showed unmistakably that imogolite units are also present though in a relatively short form and in rather poor alignment. Electron diffraction from a cluster of the units gave the meridian but not equatorial reflections of imogolite.

Kitagawa (1971) provided several high resolution micrographs of allophanic clays separated from weathered pumice beds in Japan. He interpreted them as indicating that allophane has also a building unit, which is probably a hollow sphere of about 55 Å in diameter. The presence of similar objects described two-dimensionally as ringlets had observed in the gel film in the weathered pumice beds as an admixture of imogolite (Yoshinaga, 1968; Wada and Yoshinaga, 1969). On the other hand, the allophane derived from basaltic saprolite and described above (Wada et al., 1972) showed a peculiar open texture which consists of subrounded granules. An electron diffraction pattern of allophane shows only two broad rings with intensity maxima at 3.3 and 2.3 Å (Wada and Yoshinaga, 1969).

Fielde (1955) distinguished finely particulate allophane B and coarser allophane A from electron microscopy. As described in the previous sections, the presence of allophane B, as such suggested by Fielde, has not been supported from DTA and infrared spectroscopic data (Miyachi and Aomine, 1964; Fielde and Furkert, 1966; Shoji and Masui, 1969a, b). Shoji and Masui (1969b, 1971) indicated that there are two kinds of amorphous silica, namely, opaline silica and aggregated amorphous silica. The opaline silica which has characteristic disc and ellipsoid shapes was found most abundantly in the 0.4 to 2  $\mu\text{m}$  fraction.



## Surface Area

Aomine and Otsuka (1968) measured specific surface area of allophanic clays separated from volcanic ash soils. Adsorption of polar liquids such as glycerol, ethylene glycol monoethyl ether (EGME) or water gave surface area of about 500 m<sup>2</sup>/g. Cationic compounds such as cetylpyridinium bromide and o-phenanthroline gave zero or very small surface area. The observed difference between the polar and cationic compounds was ascribed to the difference in their accessibility to the allophane surface. The surface area derived from low-temperature nitrogen adsorption was almost one third of that measured with polar liquids. From comparison of these data, they concluded that the size of allophane particles

should be less than 50 Å in diameter if they are spherical, and that their aggregation occurs upon drying and heating, which would reduce the accessibility of nitrogen gas molecules to their interspaces. Kitagawa (1971) also found an agreement between the surface area of allophanic clays calculated from the particle size measured by electron microscopy (55 Å in diameter) and specific gravity (1.9), and the surface area measured with glycerol (600 m<sup>2</sup>/g).

In these determinations of specific surface area, the cross-sectional area of the polar molecule adsorbed on allophane was assumed to be equal with that adsorbed on 2:1 expanding clay minerals. The cross-sectional area of the polar molecule could vary widely for different clays with different charge densities and morphology. In this regard, imogolite would serve as a reference surface system. Electron microscopy indicated that imogolite consists of a tubular structure unit with the inner and outside diameters of about 7-10 Å and 17-21 Å (Wada *et al.*

1970). The specific surface area of imogolite would then be calculated to be 1400-1500 m<sup>2</sup>/g, using the measured density 2.65 g/cm<sup>3</sup> and neglecting the edge surface area. Egashira and Aomine (1971) gave surface area of the order of 1000-1000 m<sup>2</sup>/g for freeze-dried imogolite specimens from the retention of EGME, applying the cross-sectional area of 52 Å<sup>2</sup> for the EGME molecule in the monolayer. On the other hand, the water adsorption data (Yoshinaga, 1968; Wada and Yoshinaga, 1969; Wada and Henmi, 1972) show that the area of about 700 m<sup>2</sup>/g is derived from water retention at  $p/p_0 = 0.2$ , when the recommended cross-sectional area

of 10.8 Å<sup>2</sup> is taken for the water molecule. The data indicate that if the calculated area of imogolite is used as the reference area, the cross-sectional area of the EGME and water mole-

cules for imogolite should increase from that for the expanding 2:1 clays by as much as 40 and 100%, respectively.

Wada and Henmi (1972) attempted to correlate maximum retention of quaternary ammonium chlorides and water by imogolite with its micropore space. It was concluded from the data that both the inter- and intrastructure-unit pores can accommodate water or a quaternary ammonium chloride preferably with deliquescent nature. The intra-structure-unit pores exclude the quaternary ammonium ion, larger

than 9-11 Å in an equivalent spherical diameter. The porosity in air-dry imogolite accounts for 55 to 60% of the total volume. Roughly 50 and 25% of the total porosity belong to the inter- and intra-structure-unit pores, respectively.

## Chemical Analysis

The chemical analysis data of allophane and imogolite derived from weathering of volcanic ash and pumice were provided by Yoshinaga (1966; 1968) and Miyauchi and Aomine (1966b). For these analyses, the <0.2 μm fractions were collected and pretreated with dithionite-citrate and 2% Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. By summarizing these data, Wada and Yoshinaga (1969) showed that the SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio of allophane is in a range from 1.3 to 2.0, while that of imogolite is in a fairly narrow range from 1.05 to 1.15. The H<sub>2</sub>O(+)/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio is mostly in a range from 2.5 to 3.0 without showing any definite difference between imogolite and allophane. The higher SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratios of imogolite, 1.37 (Tazaki, 1971) and 1.5 (Russell *et al.*, 1969), and the lower SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio of allophane 1.0 (Russell *et al.*, 1969) have also been reported.

Egawa (1964) and Udagawa *et al.* (1969)

obtained the data on the co-ordination of Al in an allophanic clay separated from Kanuma pumice bed. Their samples were different in the SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ratio, namely, 2.37 and 1.67, but alike in the co-ordination status of Al, about 50 to 60% of which was estimated to be in the 4-fold co-ordination at room temperature and 100°C.

## Selective Dissolution

Mitchell *et al.* (1964) reviewed selective or differential dissolution procedures available at that time. No particular reagents or methods of distinguishing amorphous aluminosilicates, silica and alumina from crystalline layer silicates have since been proposed. Progress has been made, however, in characterization of the constituents dissolved and remained by

infrared spectroscopy, x-ray analysis and electron microscopy.

Chemical analyses of the constituents dissolved are also important as means of characterization and determination of amorphous constituents. A procedure was developed by Weaver et al (1968) for the determination of

Si directly in the citrate-dithionite extracts of soils. Interference by unoxidized dithionite was eliminated by bubbling air through the extract. Different procedures were used for determination of Al in the dithionite-citrate extracts by different investigators, but they did not give results of the recovery test of Al when present together with Si and Fe in the solution containing citrate. Tokashiki and Wada (1972a) developed a procedure for the simultaneous determination of Al and Fe with ferron after the removal of citrate from the extracts by wet oxidation using  $H_2SO_4$  and  $H_2O_2$ . They found the necessity of this pretreatment even for the extracts obtained by the subsequent 2%  $Na_2CO_3$  and 0.5 N NaOH treatments, when the clay contains allophane, imogolite and allophane-like constituents in any substantial amounts.

Wada and Greenland (1970) introduced difference infrared spectroscopy for characterization of the dissolved constituents and attempted to determine their amount by measuring the weight loss of the clay by each dissolution treatment. Tokashiki and Wada (1972a) compared the weight loss of the clays and the sum of extracted  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ , and  $Fe_2O_3$  by each dissolution treatment. It was found that the combined but not separate weight loss for the dithionite-citrate and 2%  $Na_2CO_3$  treatments and the weight loss for the subsequent 0.5 N NaOH treatment can approximately be equated with the amounts of the constituents dissolved by these reagents. Then, these weight losses and the weight of the residue remained after the 0.5 N NaOH treatment can be used to estimate the amounts of amorphous to paracrystalline and crystalline constituents according to indications from infrared spectroscopy and other instrumental analyses.

Table 1 illustrates the results of these analyses. The mineralogical composition of the volcanic ash soil clays is evidently affected by various factors such as the location in the profile, the nature of the parent ash and the weathering time. There is also a large variation in the contents of amorphous to paracrystalline constituents, namely, from about 20 to 90%. The difference and similarity in the chemical composition and their correlation with the spectral feature of the soluble fractions deserve

attention in the characterization of amorphous clay constituents.

Kato (1970a, b) studied the effects of a successive dissolution treatment ( $H_2O_2$  — dithionite-citrate — Tamm's A solution) on the adsorption of  $NH_4$ , Ca and phosphate by soils derived from volcanic ash and from other origins. The observed changes by the respective treatments were interpreted in terms of dissolution of humus, non-crystalline sesquioxides, allophane and crystalline sesquioxides, and of rupture of electrostatic bonds between the constituents dissolved, and those between them and crystalline layer silicates (Kato, 1970c). No consideration was given, however, for possible surface modification such as adsorption of citrate on the surface remained after the dithionite-citrate treatment, which was proved on the difference infrared spectra (Wada and Greenland, 1970).

De Villiers (1971) proposed a phase diagram for a synthetic aluminosilica gel system. Assuming a parallelism between this synthetic system and natural weathering complex, he also proposed a procedure for allocation of alkali-soluble silica and alumina to allophane to which a  $SiO_2/Al_2O_3$  ratio of 6.0 was assigned. In this proposal, however, he ignored available analytical data on allophane and allophane-like components of soils, particularly of volcanic ash soils.

#### Cation and Anion Exchange

The high CEC values have often been assumed to allophanic clays. However, this partly depends on the methods of measurement. The conventional procedure for determination of the CEC for soils and clays involves three steps: The first is saturation of the sample with a particular cation; the second is removal of the excess saturating salt, ordinarily by washing with alcohol; and the third is displacement and analysis of the retained cation. To avoid errors arising from probable hydrolysis and salt retention, the necessary to eliminate the second step, particularly for soils containing amorphous aluminum silicates, has been stressed by Birrell and Gradwell (1956) and Wada and Stak (1958). The second step can be eliminated by estimating the quantity of entrained excess salt solution by weighing, and by deducing this amount of the cation from the amount of the total cation displaced in the third step. When this procedure was used, the CEC of the allophanic soils were in the range from 10 to 40 me per 100 g of soil at pH 7. Both the CEC and AEC depend on the chemical composition of allophane, particularly the proportion of Si to Al. The CEC and AEC are almost equal at pH 7 for allophane with a  $SiO_2/Al_2O_3$  ratio about

1, and the CEC increases and the AEC decreases with the increasing  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Table 2 summarizes the results of CEC and AEC determinations using the non-conventional procedure described above. Volcanic ash soils and weathered pumice containing allophane and imogolite are compared with halloysite and montmorillonitic clays. The differences in the cation and anion retention between allophane-imogolite and the two crystalline clays are evident in their dependence on the conditions for measurement and the predrying of samples. These differences were interpreted in terms of the presence or absence of physical adsorption of the cation-anion pair and the difference in the mechanism of their charge development. The negative and positive charges on allophane and imogolite arise from proton release or uptake by some of the Si-OH or Al-OH groups respectively, and the negative charges on the crystalline layer silicates arise largely from isomorphous replacement within the lattice.

The concept of physical adsorption of salt was proposed as an account for a parallel increase of both the CEC and AEC of allophane and halloysite with the increasing concentration of the salt in relatively concentrated solutions (Table 2). Iimura (1961a, b) also determined the adsorption of  $\text{NH}_4$  and Cl by allophanic clays in relation to the concentration and pH of the salt solution. He concluded, however, that all the adsorption of the cation and anion can be interpreted solely in terms of their exchange reaction.

The observed effect of pH on both the CEC and AEC of allophanic soils (Table 2) is accounted for by its influence on the dissociation and uptake of proton from and by functional OH groups, respectively. The hydrolysis of once retained cation and anion upon dilution of the ambient salt solution takes place only for allophane and imogolite with the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of about 1, but not for allophane with the  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of about 2, which may suggest importance of mutual interaction of the cation and anion exchange sites in the reaction.

Different values of the CEC depending on the cation species used have often been reported, but only rarely has it been stressed that the results are independent of the procedure used, but depend on the clay mineral species. The fact that the effect is most manifesting for imogolite and allophane (Table 2), indicates that an interaction between metallic cation and proton held in the functional OH group also affects their charge development.

A remarkable increase in the CEC of

allophanic soils was found when the temperature of the solution was raised, while a slight decrease was found in the AEC (Table 2). The CEC increase was very different from little or no temperature effect observed for montmorillonite. There was no evidence for a particular acceleration of cation diffusion with increasing temperature. Moreover, the CEC increased at higher temperature was only partly reduced by lowering the temperature again. The increase of dissociation of proton either from the Si-OH or Al-OH<sub>2</sub><sup>+</sup> groups and a structural alteration in which some "bound" functional groups are set free for ionization was proposed as an explanation of the observed change of the CEC and AEC with the rise of temperature.

The effect of previous drying of allophanic soils on their CEC shows another interesting feature. Egawa *et al.* (1959) reported that the CEC of soils containing allophane, and silica, alumina and alumino-silica gels decreased by either air-drying or by heating the samples at 100°C. Sherman *et al.* (1964) observed a loss of CEC upon drying of soils rich in amorphous hydrated iron and aluminum oxides. The decrease of CEC was interpreted in terms of crystallization and/or aggregation of these amorphous oxides. The data shown in Table 2, however, indicate that the negative charge could develop on dehydration through unidentified mechanisms, possibly including changes in the configuration of oxygen atoms and OH groups around surface Al atoms. The changes of surface functional groups resulting in increase of net negative charge upon drying may also be inferred from the changes in electrophoretic mobility of allophanic clays measured by Watanabe (1961; 1962). He observed that the isoelectric point of an allophane with a  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  ratio of 1.11 was lowered from pH 6.8 to 4.1 by air-drying.

Iimura (1965) claimed that absolute CEC of allophane clays and silica gels were determined by measuring consumption of  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  when they were shaken for 1 hr in 0.2 N  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  solution or by titrating their suspension with 0.2 N NaOH. The measured CEC values were in the range from about 450 to 700 me per 100 g clay. Possibility of consumption of  $\text{Ba}(\text{OH})_2$  due to hydrolytic splitting of Si-O-Si linkage was excluded on the basis of relatively rapid establishment of the reaction equilibrium. No consideration was given for the possible reaction of Al-OH groups with  $\text{Ba}(\text{OH})_2$ .

Aomine and Egashira (1968) tested effectiveness of various electrolytes as flocculants for allophanic clays in comparison with crystalline layer silicate clays. The flocculation of alloph-

ane and montmorillonite is primarily determined by the valence of the anions and cations, probably reflecting the predominating positive and negative charges, respectively. From this

the accumulation of organic matter between the volcanic ash and non-volcanic ash soils.

.....**Summary and Conclusion**

TABLE 1. A summary of results of

Soil	Parent <sup>1)</sup> ash	Age (years)	Horiz or layer
Mt. Schank	Bas	5-6,000	B
1041	And	< 5,000	BC
905	And (glassy)	5,000	BC
VA	And	> 9,000	Buried (XIV)
VH	And	> 9,000	Buried (XIV)
T-1-1	Dac	< 5,000	A
T-1-8	Dac	10,000	Buried (IV-A)
T-1-9	Dac	10,000	Buried (IV-B)
W-106	Dac	<30,000	BC

- 1) Abbreviation: And, andesitic; Bas
- 2) On the oven-dry basis of the
- 3) Abbreviation: A, allophane; A',  
Ht, halloysite; In  
Qz, quartz; Vt, ve
- 4) References: Wada and Greenland

## REFERENCES

- Ahmad, N. and Prashad, S. 1970. *J. Soil Sci.* 21, 63-71.
- Aomine, S. and Egashira, K. 1968. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 14, 94-98.
- Aomine, S. and Miyauchi, N. 1965. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 11, 212-219.
- Aomine, S. and Otsuka, H. 1968. *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci.* 1, 731-737.
- Bailey, S. W., Brindley, G. W., Johns, W. D., Martin, R. T. and Ross, M. 1971. *Clays Clay Minerals* 19, 129-132.
- Birrell, K. S. and Gradwell, M. 1956. *J. Soil Sci.* 7, 130-147.
- Bracewell, J. M., Campbell, A. S. and Mitchell, B. D. 1970. *Clay Minerals* 8, 325-335.
- Brydon, J. E. and Day, J. H. 1970. *Can. J. Soil Sci.* 50, 35-41.
- Campbell, A. S., Mitchell, B. D. and Bracewell, J. M. *Clay Minerals* 7, 451-454.
- de Villiers, J. M. 1971. *Soil Sci.* 112, 2-7.
- Egashira, K. and Aomine, S. 1971. *Abst. Papers, Soc. Sci. Soil Manure, Japan* 17, 34.
- Egawa, T. 1964. *Clay Sci.* 2, 1-7.
- Egawa, T., Watanabe, Y. and Sato, A. 1959. *Advan. Clay Sci. (Tokyo)* 1, 260-270.
- Farmer, V. C. and Mitchell, B. D. 1963. *Soil Sci.* 96, 221-229.
- Fieldes, M. 1955. *New Zealand J. Sci. Technol.* B37, 336-350.
- Fieldes, M. and Furkert, R. J. 1966. *New Zealand J. Sci.* 9, 608-622.
- Fieldes, M. and Perrott, K. W. 1966. *New Zealand J. Sci.* 9, 623-629.
- Follett, E. A. C., McHardy, W. J., Mitchell, B. D. and Smith, B. F. L. 1965. *Clay Minerals* 6, 35-43.
- Greenland, D. J., Wada, K. and Hamblin, A. 1969. *Australian J. Sci.* 32, 56-58.
- Harada, Y. and Wada, K. 1971. *Abst. Papers, Soc. Sci. Soil Manure, Japan* 17, 35.
- Harada, Y. and Wada, K. 1972. *Abst. Papers, Soc. Sci. Soil Manure, Japan* 18, 22.
- Iimura, K. 1961. *Clay Sci.* 1 (3-4), 40-44.
- Iimura, K. 1961. *Advan. Clay Sci. (Tokyo)* 3, 90-102.
- Iimura, K. 1965. *Clay Sci.* 2, 111-120.
- Inoue, T. and Wada, K. 1968. *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci.* 3, 289-298.
- Inoue, T. and Wada, K. 1971. *Clay Sci.* 4, 71-80.
- Jackson, M. L. 1964. *Methods of Soil Analysis* (Black, C. A. ed.) Part I, pp. 578-603. American Society of Agronomy, Inc. Madison, Wisconsin, U. S. A.
- Kanno, I. 1954. *Bull. Kyushu Agr. Exp. Sta.* 2, 235-249.
- Kanno, I. and Arimura, S. 1967. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 13, 165-170.
- Kanno, I., Honjo, Y., Arimura, S., Kuwano, Y. and Tokudome, S. 1959. *Bull. Kyushu Agr. Exp. Sta.* 5, 277-310.
- Kanno, I., Onikura, Y. and Higashi, T. 1968. *Trans. 9th Intern. Congr. Soil Sci.* 3, 111-122.
- Kato, Y. 1970. *J. Sci. Soil Manure Japan* 41, 218-224.
- Kato, Y. 1970. *J. Sci. Soil Manure, Japan* 41, 257-261.
- Kato, Y. 1970. *Pedologist* 14, 16-21.
- Kawasaki, H. and Aomine, S. 1966. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 12, 144-150.
- Kinjo, T. and Pratt, P. F. 1971. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, 722-725.
- Kinjo, T. and Pratt, P. F. 1971. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35, 725-728.
- Kitagawa, Y. 1971. *Am. Mineralogist* 56, 465-475.
- Kobo, K. and Oba, Y. 1955. *J. Sci. Soil Manure, Japan* 36, 207-210.
- Lai, S. and Swindale, L. D. 1969. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 804-808.
- Leonard, A., Suzuki, S., Fripiat, J. J. and De Kimpe, C. 1964. *J. Phys. Chem.* 68, 2607-2617.
- Matsuo, K. 1964. *Bull. Nat. Inst. Agr. Sci. B.* 285-256.
- Mehra, O. P. and Jackson, M. L. 1960. *Clays Clay Minerals* 7, 317-327.
- Mitchell, B. D., Farmer, V. C. and McHardy, W. J. 1964. *Advan. Agron.* 16, 327-383.
- Mitchell, B. D. and Mackenzie, R. C. 1954. *Soil Sci.* 77, 173-184.
- Miyauchi, N. and Aomine, S. 1964. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 10, 199-203.
- Miyauchi, N. and Aomine, S. 1966. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 12, 13-17.
- Miyauchi, N. and Aomine, S. 1966. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)* 12, 187-190.
- Miyazawa, K. 1966. *Bulla. Nat. Inst. Agr. Sci.* B17, 1-100.
- Ossaka, J. 1962. *Advan. Clay Sci. (Tokyo)* 4, 33-47.
- Russell, J. D., McHardy, W. J. and Fraser, A. R. 1969. *Clay Minerals* 8, 87-99.
- Sherman G. D., Matsusaka, Y., Ikawa, H. and Uehara, G. 1964. *Agrochimica* 8, 146-163.
- Singh, B. R. and Kanehiro, Y. 1969. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 681-683.
- Shoji, S. and Masui, J. 1969a. *Soil Sci. Plant. Nutr. (Tokyo)* 15, 161-168.
- Shoji, S. and Masui, J. 1969b. *Soil Sci. Plant. Nutr. (Tokyo)* 15, 191-201.
- Shoji, S. and Masui, J. 1971. *J. Soil Sci.* 22, 101-106.
- Tazaki, K. 1971. *J. Geol. Soc. Japan* 77, 407-414.
- Tokashiki, Y. and Wada, K. 1972a. *Clay Sci.* 4, In press.
- Tokashiki, Y. and Wada, K. 1972b. *Abst. Papers, Soc. Sci. Soil Manure, Japan* 18, 23.
- Uchiyama, N., Masui, J. and Shoji, S. 1968. *J. Sci. Soil Manure, Japan* 39, 149-153.
- Udagawa, S., Nakada, T. and Nakahira, M. 1969. *Proc. Intern. Clay Conf.* 1969 1, 151-159.
- van Olphen, H. 1971. *Science* 171, 90-91.
- van Reeuwijk, L. P. 1967. *Master Thesis. University of Natal.*
- Wada, K. 1966. *Soil Sci. Plant. Nutr. (Tokyo)* 12, 176-182.
- Wada, K. and Ataka, H. 1958. *Soil Plant Food (Tokyo)* 4, 12-18.
- Wada, K. and Greenland, D. J. 1970. *Clay Minerals* 8, 241-254.
- Wada, K. and Harada, Y. 1969. *Proc. Intern. Clay Conf.* 1969 1, 561-571.

- Wada, K. and Harada, Y. 1971. *J. Soil Sci.* 22, 109-117.
- Wada, K. and Henmi, T. 1972. *Clay Sci.* 4, In press.
- Wada, K., Henmi, T., Yoshinaga, N. and Patterson, S. H. 1972. Submitted to publication in *Clays Clay Minerals*.
- Wada, K. and Kubo, H. 1972. *Abst. Papers. Soc. Sci. Soil Manure, Japan* 18, 22.
- Wada, K. and Tokashiki, Y. 1972. *Geoderma* 7, In press.
- Wada, K. and Yoshinaga, N. 1969. *Am. Mineralogist* 54, 50-71.
- Wada, K., Yoshinaga, N. Yotsumoto, T. Ibe, K. and Aida, S. 1970. *Clay Minerals* 8, 487-489.
- Watanabe, Y. 1961. *Advan. Clay Sci. (Tokyo)* 3, 83-89.
- Watanabe, Y. 1962. *Advan. Clay Sci. (Tokyo)* 4, 249-257.
- Weaver, R. M. Syers, J. K. and Jacson, M. L. 1968. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32, 497-501.
- Yoshinaga, N. 1966. *Soil Sci. Plant. Nutr. (Tokyo)* 12, 47-54.
- Yoshinaga, N. 1968. *Soil Sci. Plant Nutr. (Tokyo)*. 14, 238-246.
- Yoshinaga, N., Yotsumoto, H. and Ibe, K. 1968. *Am. Mineralogist* 53, 319-323.





# MINERALOGIA DE LOS SUELOS DEL VOLCAN XINANTECATL, ESTADO DE MEXICO

Por: L. Hayama T<sup>1</sup> y Nicolás Aguilera H<sup>2</sup>

La mayoría de los suelos en los volcanes de México que derivan de cenizas volcánicas, material pumíceo y escorias poseen morfogénesis y características biofísicoquímicas semejantes, altos contenidos de materia orgánica, retención de humedad, complejos arcilla-agua, arcilla-humus, elevadas capacidades de intercambio iónico, materiales arcillosos amorfos, haloisita, metabaloisita, gibsita, óxidos e hidróxidos de aluminio y fierro, aluminio libre, fuerte fijación del fósforo y relativa baja mineralización del nitrógeno.

Son interesantes las relaciones morfogenéticas de los andosoles con algunos Vertisoles y Solonetz sodificados que tienen un material parental común pero relaciones hidrodinámicas, humus, sílice y sodicidad diferentes con intemperización arcillosa retenida parcialmente dominando el material expandible 2:1 y relativo poco material arcilloso 1:1.

## MEDIO AMBIENTE

Los perfiles de suelos investigados se colectaron a diferentes altitudes en un transecto del volcán Xinantécatl (Nevado de Toluca), esta toposecuencia se localiza en los paralelos 19°00' y 19°17'15" de latitud Norte y meridianos 99°37,29" y 99°56'30" de longitud Oeste del meridiano de Greenwich. El Volcán Xinantécatl forma parte del Eje Neovolcánico, que se extiende desde el Océano Pacífico al Golfo de México; es un estrato volcán joven y alto con manifestaciones del Terciario y Cuaternario; constituido por material hialoandesítico. La última erupción de este volcán, verificada hace 11,000 años, produjo material pumítico que se usa por los antropólogos como un índice antropológico porque sus erupciones pumíceas crearon niveles arqueológicos de gran importancia Mooser (35). La andesita de este volcán es rica en vidrio volcánico, por esta razón se le denomina Hialoandesita.

El clima de los sitios de estudio se tomó de las estaciones meteorológicas de las cotas de 2675, 2700, 2850 metros sobre el nivel del mar. Las temperaturas medias anuales van de 5.0° a 12.7°C. y las precipitaciones medias anuales

les fluctúan de 679.2 mm en la cota de 2675 metros sobre el nivel del mar a 1339.7 mm en la costa de 2850. Mapa N° 4. La clasificación climática en los 4110 y 4125 m.s.n.m. es ETW y C(W<sub>2</sub>) (w) (b')ig para las cotas 3960 a 3150 m.s.n.m. Gráficas 1-10, estos estudios climáticos corresponden al sistema de Kopen modificado por García (22).

La vegetación del Xinantécatl en los sitios planos y bordes del cráter es de *Arenaria* rioides, *Castilleja* sp, *Lupinus* sp. y gramíneas. Los flancos del volcán están cubiertos por vegetación arborecente, compuesta en su mayoría de coníferas *Pinus* sp., *Abies religiosa*, *Cupressus* sp, *Juniperus* sp. y *Quercus* sp. que se van haciendo raquíuticos hacia la cima y desaparecen a los 4100 m.s.n.m. para dar paso a las gramíneas y plantas espinosas del género *Eryngium* sp. Los pinos enanos comienzan a aparecer a los 4080 m.s.n.m. En las áreas desmontadas se cultivan *Solanum tuberosum*, *Zea mays*, *Phaseolus vulgaris*, *Nordeum vulgare* y *Triticium* sp.

Los suelos derivan de cenizas volcánicas y material pumíceo, los principales grupos de suelos son Entisoles, Regosoles, Cryandeps y Dystrandeps.

Los Entisoles son suelos con material parental joven de ceniza volcánica de pumita, bombas volcánicas, escorias y rocas de basalto o andesita con diferentes etapas de intemperización dando origen a la saprolita expuesta por erosión y que en nuestro medio se le denomina tepetate.

Se colectaron dos muestras de suelos de las profundidades de 0-20 cms. de los Entisoles de los 4110 y 4125 m.s.n.m., el primero en la depresión del cráter y el segundo en un borde exterior del cráter del volcán. La muestra de los 4110 m.s.n.m. se colectó a 70 m. de un lago del cráter, el material parental consiste de arenas y cenizas volcánicas de andesita y basalto muy próximo al sitio se encontraban depósitos de abundantes bombas volcánicas de basalto.

El suelo colectado al borde del volcán a los 4125 m.s.n.m. está formado por abundante escoria volcánica de color pardo amarillento. Cuadro N° 1.

El perfil del suelo del sitio de los 3960 m.s.n.m. con material parental de cenizas vol-

- 1 Estudiante en suelos de la Facultad de Ciencias.
- 2 Profesor Investigador de Suelos. Laboratorio de Edafología de la Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. México 20, D F. México.

cánicas andesíticas y monoflitos de andesita, con vegetación de coníferas y pastizales.

El perfil 2 se colectó en un sitio de 3800 m.s.n.m., la vegetación de este sitio es de coníferas y gramíneas, el material parental es de ceniza volcánica de andesita.

Perfil 3 colectado en la cota de 3610 m.s.n.m. desarrolla una vegetación de coníferas, *Lupinus sp.*, *Salvia sp.*, *Senecio sp.* y gramíneas.

El perfil 4 del sitio de la cota de los 3330 m.s.n.m. desarrolla vegetación de *Pinus sp.*, *Circium sp.* y gramíneas, este perfil tiene un horizonte C<sub>2</sub> con ceniza volcánica finamente dividida y mezclada con pómez.

El perfil 5 del sitio de 3270 m.s.n.m. desarrolla una vegetación de *Abies religiosa*, *Quercus sp.*, *Salvia sp.*, *Saxifragaceas* y *Compuestas*, algunas áreas están cultivadas con *Solanum tuberosum*, trigo y maíz, los suelos son someros.

El perfil 6 del sitio de 3210 m.s.n.m. con vegetación de *Abies religiosa*, *Salvia sp.*, *Salix sp.*, *Saxifragáceas* y los musgos. El material parental de este suelo es pómez. Se colectaron adicionalmente varias muestras de suelos del Valle de Toluca en donde existen campos experimentales para la selección internacional de las variedades de papa resistentes a la *Phytophthora infestans* que produce el Tizón tardío de la papa.

#### MATERIALES Y METODOS

La metodología para los estudios incluye la colecta de seis pozos de suelos y seis perfiles de un transecto del volcán del Nevado de Toluca desde los 4110, 4125 a los 3150 m.s.n.m., se les hicieron determinaciones de color en seco y húmedo, densidades real y aparente, textura, materia orgánica, pH en agua y cloruro de potasio IN, capacidad de intercambio catiónico, calcio y magnesio, alófana con NaF por el método Fieldes y Perrott (18). La fracción arcillosa, menor de dos micras fue separada y secada por el método de Jackson y Whittig (25) se le removió los óxidos hidróxidos fierro libres por el método Aguilera y Jackson (2) y les determinó la capacidad de intercambio catiónico con y sin fierro, análisis térmico total en suelos y fracciones arcillosas menores de 2 micras con y sin materia orgánica y rayos x.

Estos materiales edáficos de México se comparan con materiales edáficos de 1) Tokumaru, Itabashi, Tokio que contiene una arcilla mineral principalmente alófana que se aisló de un suelo franco de Tachikawa; 2) Una arcilla mineral de alófana con pequeñas cantidades de haloisita de un suelo franco de Musashino; 3)

Arcilla mineral dominada por alófana de un suelo de pumita intercalado en el franco de Musashino, llamado también suelo pumítico Tokio; 4) Arcilla mineral de haloisita con meta-haloisita de un suelo de cenizas volcánicas depositadas en un medio máximo, llamado franco Shimosueyoshi; 5) Arcilla mineral haloisita de Gotenoge, Hachioji, Tokio de un suelo franco de Tania<sup>+</sup>.

El material edáfico de Costa Rica corresponde a suelos del Irazú, Irola, Cervantes y La Victoria<sup>++</sup>.

#### RESULTADOS Y DISCUSION

Las muestras de los Entisoles de cenizas volcánicas colectados en las cotas de 4110 y 4125 m.s.n.m. tienden a la formación de Cryandepts, el clima frío es ETW García (22), las temperaturas de 0-5°C, los colores son pardo grisáceos muy oscuros, los porcentajes de materia orgánica son altos para el tipo de vegetación que aquí se desarrolla, pero se conserva por las bajas temperaturas, la densidad aparente es de 1 g/cc, estos suelos migajón arenosos tienen reacción ácida con pH de 5.8 a 6.2 en agua y 4.8 a 5.0 en cloruro de potasio, las capacidades de intercambio catiónico son de 14.5 y 22 me/100 g, los contenidos de alófana son altos al NaF. Cuadro N° 1.

El perfil 1 del sitio de 3960 m.s.n.m. corresponde a un Typic Dystrandep con un epipedon úmbrico rico en materia orgánica, la vegetación es *Pinus hartwegii* y gramíneas, los porcentajes de arena van de 60 a 71%, las densidades aparentes son de 0.59 a 0.68 g/cc de color pardo grisáceo muy oscuro a negro, la reacción es de 5.1 a 5.9; las capacidades de intercambio catiónico varían de 42 a 60 me/100 g., los contenidos de alófana son altos.

Las fracciones arcillosas menores de dos micras con fierro tienen 49.4 me/100g y las deferradas 44.4 me/100g. Los estudios en rayos X indican material amorfo, montmorilonita, haloisita, gibsita y feldespatos.

El perfil 2 del sitio de 3800 m.s.n.m. corresponde a un Typic Dystrandep con epipedon úmbrico alto en materia orgánica, varía de 1.4 a 23%, los porcentajes de arena van de 52 a 77% en los subhorizontes del A, 71% en el (B-C) y de 70% en el C<sub>1</sub> en contacto con material pumiceo las densidades aparentes varían de 0.54 a

+ Los autores agradecen al Dr. Sudo las facilidades prestadas con los materiales edáficos del Japón.

++ Los autores agradecen a los Doctores Fassbender y Maldonado por las facilidades prestadas con los materiales edáficos de Costa Rica.

0.73 g/cc en los subhorizontes del A y de 0.80 g/cc en el horizonte (B-C) y de 1.03 g/cc en el horizonte C<sub>1</sub>, los colores de los suelos son pardo grisáceo oscuro, pardo grisáceo muy oscuro en los subhorizontes del A y gris en el (B-C) y de gris parduzco claro y amarillo claro para los subhorizontes del C; las reacciones del suelo varían de 5.3 a 5.9 en los subhorizontes del A, 6.1 en horizonte el (B-C) y 6.3 para el subhorizonte del C; las capacidades de intercambio catiónico de 41.4 a 50 me/100g en los subhorizontes del A, 34.3 me/100g para el (B-C) y 18.6 me/100g para el C; el contenido de alófana es moderado en las profundidades 0-5 cm. y 5-22 cm., alto en el 22-45 cm. 45-66 cm. y 66-80 cm. baja en las profundidades 80-95 cm. y 95-X cm.

La fracción arcillosa menor de dos micras deferrada da una capacidad de intercambio catiónico de 42.2 me/100g y 40.4 me/100g para la fracción no deferrada. Los estudios de rayos X indican material amorfo, montmorillonita, haloisita, cristobalita y gibsitita.

El perfil 3 del sitio de 3610 m.s.n.m. corresponde a un Typic Dystrandept con epipedon úmbrico alto en materia orgánica con vegetación de Pino y gramíneas, los porcentajes de materia orgánica son de 15.3 a 22%, los porcentajes de arena van de 62 a 64% en los subhorizontes del A, 84% en el C; las densidades aparentes van de 0.57 a 0.88 g/cc en los subhorizontes del A y 1.04 g/cc para el C; los colores de los suelos son gris muy oscuro, pardo gráceo oscuro en los subhorizontes del A y pardo muy pálido para el C; la reacción del suelo varía de 5.8 a 6.1 en los subhorizontes del A, 6.2 en el subhorizonte C; las capacidades de intercambio catiónico de 49.4 a 34.4 me/100 g en los subhorizontes del A, 22 me/100g en el C; el contenido de alófana es alto en los subhorizontes del A y baja en el C.

El análisis térmico total del suelo total en la capa de 40-50 cm. a los 300°C. pierde 15% de humedad y 19% a los 600°C., estas pérdidas de humedad a bajas temperaturas indican relaciones de materiales amorfos y arcillosos.

El perfil 4 del sitio de 3330 m.s.n.m. corresponde a un Lithic Dystrandept con epipedon úmbrico alto en materia orgánica, los porcentajes son 15.5 y 17.3% con vegetación de Abies religiosa, Lupinus sp. y gramíneas, a los 65 cm. de profundidad se encuentra material parental pumíceo; los porcentajes de arena van de 62 a 69% en los subhorizontes del A, 77% en el (A-C) y 85% en el C<sub>1</sub>; las densidades aparentes van de 0.75 a 0.79 g/cc, en el C<sub>1</sub> el valor es 1.12 g/cc y 1.21 g/cc para el C<sub>2</sub>; los colores son pardo grisáceo muy oscuro en los subhorizontes del A, pardo olivo en el (A-C) y amari-

llo pálido para el C<sub>1</sub>; la reacción del suelo es 5.9 y 6.2 en los subhorizontes del A, 6.5 en el (A-C), 6.2 en el subhorizonte C; 6.2 y 6.5 en el material lítico de saprolita; las capacidades de intercambio catiónico van de 52 a 56 me/100g en los subhorizontes del A, 34.5 me/100g en el C<sub>2</sub> constituido de saprolita; el contenido de alófana es alto en los subhorizontes del A y en el (A-C) es bajo en los C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>, después de estas capas de saprolita se encuentra la andesita.

La fracción arcillosa menor de dos micras deferrada da valores de 48.4 me/100g y 70.7 me/100g en los subhorizontes del A, 42.4 me/100g y 52.5 me/100g en las fracciones con hierro. Los estudios de rayos X indican material amorfo, montmorillonita, haloisita, gibsitita, cristobalita y feldespatos.

Los estudios de rayos X de la andesita fresca, la andesita muy intemperizada que es la saprolita indican contenidos de complejos arcillosos y materia orgánica, Whittig (50) observó propiedades fisicoquímicas interesantes. Los análisis térmicos totales de la andesita, las de saprolita, suelo total y las fracciones arcillosas menores de dos micras se ilustran en las gráficas.

El suelo del subhorizonte A<sub>2</sub> a los 300°C. perdió 38% de peso y a los 500°C. se pierden 50%, la fracción arcillosa menor de dos micras perdió 46% de peso a los 300°C. y 60% a los 600°C., éstas elevadas pérdidas de peso se deben a los contenidos de agua y de la materia orgánica de los complejos minerales que contienen materiales carbonáceos no destruidos por el agua oxigenada; se tomaron fracciones arcillosas de dos micras y se trataron de dos a seis veces con agua oxigenada del 35%; se les hicieron determinaciones de materia orgánica por el método de Walkley y Black observándose que los contenidos de materia orgánica disminuían con los tratamientos de agua oxigenada, algunas de las muestras no pierden totalmente los contenidos de materia orgánica, quedan porcentajes de 0.08 a 2%.

Creemos que la destrucción del agua oxigenada es más activa en los andosoles por las propiedades biofisicoquímicas de estos suelos, en efecto los andosoles tienen altas porosidades de 68 a 85% Youngberg y Dyrness citados por Swindale (44), Sudo (41) cita un 80% para los suelos de los llanos de Kanto, Tokio, las grandes superficies totales de estos suelos con cifras de 330 m<sup>2</sup>/g como lo encontró Tada (45) en los suelos francos de Kanto, Loganathan y Swindale (44) observaron aumentos en los porcentajes y disminución en el tamaño de los coloides arcillosos con incrementos de meteorización en suelos Dystrandepts tropicales, los contenidos de materia orgánica son altos, las rela-

ciones de C/N son altas; Takudome y Kanno (46-47), Kosaka, Honda e Iseki (31) demostraron la resistencia del material orgánico a la acción microbiana, esta se debe probablemente a los contenidos de ácidos húmicos y fúlvicos.

Aguilera y Lavín (en prensa) encontraron en extractos de ácidos húmicos y fúlvicos de los suelos de cenizas volcánicas de los volcanes Popocatepetl, Nevado de Colima y Citlaltépetl algunos azúcares, aminoácidos y los siguientes nucleótidos: ATP (Adenosin-trifosfato), CDP (Citosin-difosfato), UTP (Uracil-trifosfato), ADP (Adenosin-difosfato), 2'GMP (2'Guanosin-monofosfato) 3'GMP (3'Guanosin-monofosfato), 5'AMP (5'Adenosin-monofosfato), 5'GMP (5'Guanosin-monofosfato).

En los extractos de los ácidos fúlvicos se hicieron determinaciones en espectrometría por absorción atómica para aluminio, encontrándose de 11.5 a 39.8 ppm., los contenidos disminuyen en función de la profundidad; el contenido de hierro en los ácidos fúlvicos va de 3.6 a 21 ppm., el manganeso de 0.097 a 5.6 ppm. y el cobre de 0.09 a 0.58 ppm. es evidente que todas estas propiedades influyen en la protección y acumulación de la materia orgánica contra la acción oxidativa del agua oxigenada en el laboratorio y obviamente en las condiciones oxidativas naturales de los suelos de cenizas volcánicas.

El perfil 6 del sitio 3210 m.s.n.m. corresponde a un Ochric Dystrandepet con epipedon alto en materia orgánica en la capa 0-11 cm. con 21%, éste baja en la capa 11-31 cm. a 4%, la vegetación es de *Abies religiosa*, *Salvia* sp, *Saxifragaceae* y musgo, a los 178 cm. se encontró material pumíceo mezclado con algo de material fino por efectos de lixiviación, los porcentajes de arena para los subhorizontes del A son de 46 a 56%, en los del B de 57 a 65% y en los del C de 76 a 80%; las densidades aparentes van de 0.61 a 0.93 g/cc en los subhorizontes del A, 0.86 a 0.95 g/cc en los del B y de 1.0 a 1.23 g/cc en los del C; los colores son pardo amarillento para los subhorizontes del A, pardo pálido a muy pálido en los del B y pardo grisáceo y gris parduzco claro en los de C; las reacciones de los suelos son de 6.7 a 6.8 en los subhorizontes del A, 6.7 a 7.0 en los del B y de 6.5 a 6.7 en los subhorizontes del C; las capacidades de intercambio catiónico en los subhorizontes del A van de 38.4 a 65.5 me/100g, de 39.8 a 41.5 me/100g en los del B y 14.9 a 20.7 me/100g en los del C; el contenido de alófana es medio en la capa 0-11 cm. alto en los subhorizontes del A, moderado en la profundidad 31-58 cm. hasta la 178-188 cm. muy bajo en el material pumíceo.

La fracción arcillosa menor de dos micras deferrada tiene una CIC de 34.3 a 62.6 me/100g

y la arcilla con hierro da valores de 42.4 a 50.5 me/100g. Los contenidos de alófana detectados con NaF en las fracciones arcillosas deferradas y con hierro son bajas en las capas A<sub>0</sub> y C<sub>2</sub> aumentan en A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub> pero son aún mayores en los B. Los estudios de rayos X indican la presencia de material amorfo, haloisita, montmorillonita, gibsita, cristobalita y feldespatos.

Los estudios de análisis térmico total de las fracciones arcillosas sin materia orgánica y con la materia orgánica que persiste después de dos tratamientos con agua oxigenada, el subhorizonte A<sub>0</sub> pierde el 40% de su peso por pérdidas de humedad y materia orgánica a los 400°C. y 52% a los 600°C., la misma arcilla libre de materia orgánica pierde 17.5% a los 400°C. y 18.5% a los 600°C., la arcilla del subhorizonte A<sub>1</sub> con materia orgánica pierde 37% de peso a los 400°C. y la arcilla libre de materia orgánica pierde 25% a la misma temperatura a los 600°C. la arcilla con materia orgánica pierde 41% sin materia orgánica pierde 42.5%.

La muestra N° 1 de Tokumaru, Itabashi, Tokio es una arcilla mineral principalmente alófana franco de Tachikawa de la parte más superior de la formación del franco de Kanto, tiene un color pardo amarillento claro, densidad aparente de 0.85 g/cc, una reacción en agua de 6.8, el porcentaje de materia orgánica es 1.03, la capacidad de intercambio catiónico es de 32.3 me/100g, la detección de alófana al NaF es alta.

Los estudios de rayos X y las pérdidas de peso en el análisis térmico total son semejantes a las fracciones arcillosas de los suelos del Xinantécatl.

La muestra N° 2 de Tokumaru, Itabashi Tokio es una arcilla mineral de alófana asociada con pequeñas cantidades de haloisita del franco de Musashino, parte superior de la formación franco de Kanto, tiene un color pardo amarillento oscuro, densidad aparente 0.88 g/cc, una reacción en agua de 7.1, el porcentaje de materia orgánica es 1.51, la capacidad de intercambio catiónico de 37 me/100 g. con un contenido de alófana menor que en la muestra N° 1.

La muestra N° 3 de Tokumaru, Itabashi, Tokio, arcilla alófana de un suelo de pumita intercalado en el franco de Musashino, llamado también suelo pumítico Tokio, tiene un color pardo muy pálido, densidad aparente 0.98 g/cc, una reacción 6.6, el porcentaje de materia orgánica es 0.62, la capacidad de intercambio catiónico de 17.6 me/100g. el contenido de alófana es alto.

La muestra N° 4 de Tokumaru, Itabashi, Tokio, arcilla con haloisita y metahaloisita de

un suelo de cenizas volcánicas depositadas en medio marino de un suelo franco Shimosueyoshi, tiene un color pardo, densidad aparente 1.03 g/cc, una reacción de 6.5, el porcentaje de materia orgánica es 0.75, la capacidad de intercambio catiónico de 24 me/100g. muy bajo contenido de alófana.

La muestra N° 5 de Cotentoge, Hachioji, Tokio, arcilla con haloisita de un suelo franco de Tama, parte inferior de la formación del franco de Kanto, tiene un color pardo pálido con una densidad aparente de 0.96 g/cc, una reacción de 6.5, el porcentaje de materia orgánica es de 0.13, la capacidad de intercambio catiónico de 14.3 me/100g.

### CONCLUSIONES

Se presentan los estudios de suelos de algunos pozos y perfiles en un transecto de los 4125 a los 3150 m.s.n.m. climas con isoyetas medias anuales de 1000 a 1500 mm e isothermas medias anuales de 5-12°C., los suelos derivan de cenizas volcánicas de andesita, dacita y pómez, las interacciones del clima con el material parental dan origen a Entisoles, Dystrandeps Típicos, Dystrandeps Líticos y Dystrandeps Ochricos, suelos con diferentes etapas de intemperización y los suelos jóvenes representados por los Entisoles con altos contenidos de cenizas y materiales piroclásticos volcánicos sin horizontes definidos pero sí con algunas características de los andosoles.

Los Dystrandep Líticos son someros y están en contacto con material pumíceo o la hialoandesita en diferentes estados de intemperismo originando las saprolitas, a medida que la saprolita se intemperiza los rayos X indican menor cristalinidad con valores d/N ma-

yores de 30 Å, valores para arcillas 2:1 y para la haloisita, plagioclasas y cristobalita. El suelo está húmedo la mayor parte del año por el clima y por la vegetación acumulándose materia orgánica, la arcilla dominante es alófana y haloisita, los valores d/N son 10 Å; 8.3 Å, 7.5 Å y cristobalita 4.04 Å.

Los Dystrandeps Típicos son más profundos con mayor madurez están sujetos a un mayor intemperismo con un clima más templado con mayor temperatura y precipitación. Los estudios de rayos X indican arcillas de alófana y haloisita, en estos suelos se encuen-

tra gibsita con valores d/N 4.83 Å posiblemente se forme la gibsita por una mayor humedad en los suelos.

El perfil de los 3210 m.s.n.m. corresponde a un Dystrandep Ochrico deriva de cenizas volcánicas y material pumíceo, los colores de los suelos de este perfil son pardo oscuro, pardo grisáceo y pardo olivo, las densidades aparentes son de 0.62 g/cc hasta 1.23 g/cc en el material de grava pumícea. Las CIC son altas en los suelos totales 66.5 me/100g y en las fracciones minerales arcillosas menores de dos micras deferradas las CIC van de 34.3 a 62.6 me/100g y la misma fracción con fierro va de 42.4 a 50.5 me/100g, el contenido de alófana aumenta en los subhorizontes del B los valores d/N de 10.2 A, 9.9 A, 4.46 A indican material expandible de montmorilonita y 18.3 A, 22.6 A, 24 A indican materiales interestratificados, en los subhorizontes A<sub>2</sub> y los del B tienen gibsita, cristobalita y feldespatos. En los subhorizontes del A, al B<sub>22</sub>x muestran altos contenidos de alófana y material amorfo tanto en suelo total como en las fracciones menores de dos micras deferradas así como las que contienen óxidos e hidróxidos de fierro.

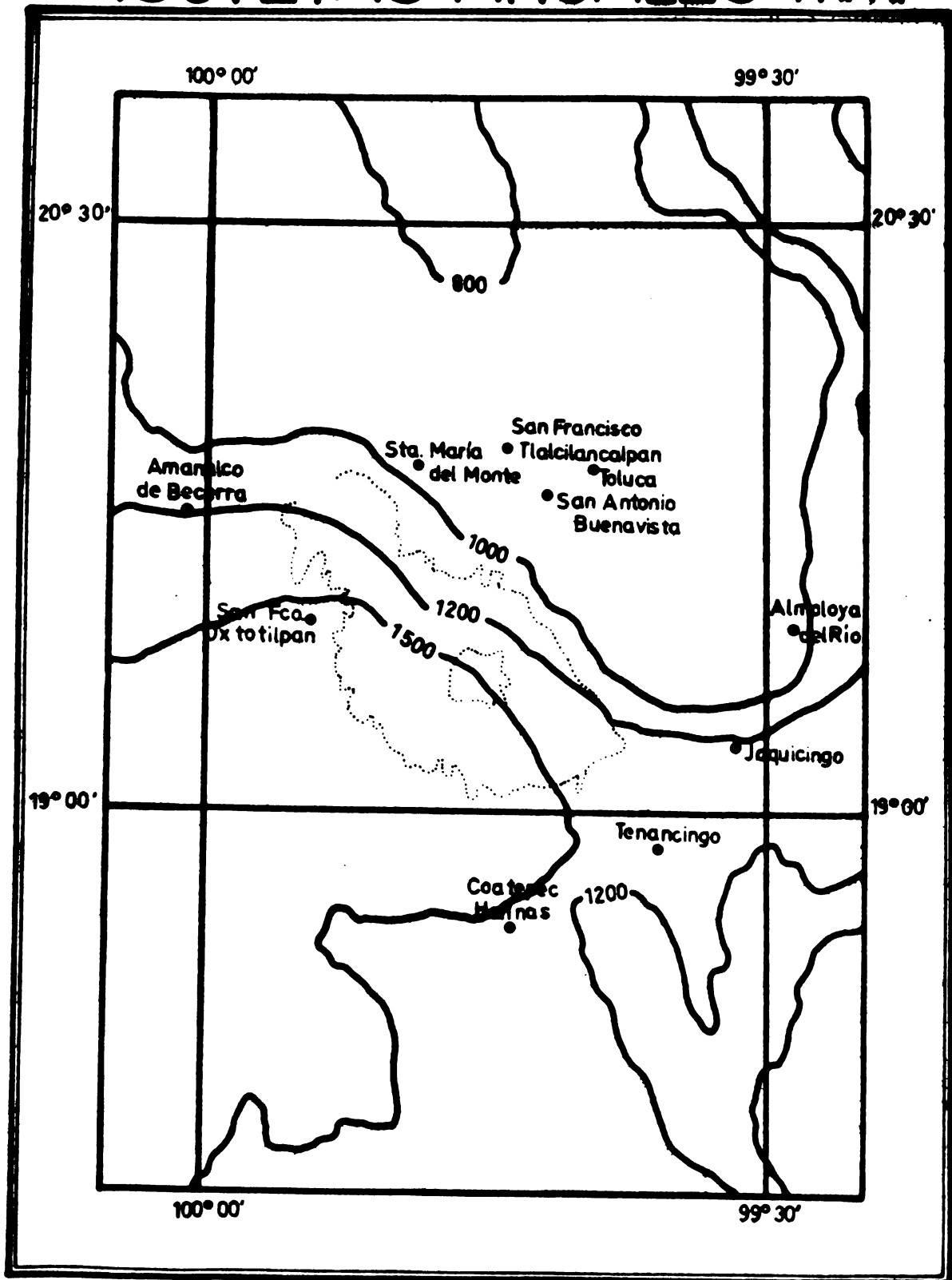
### RESUMEN

Los suelos del volcán Xinantécatl (Nevado de Toluca) se desarrollan de los materiales parentales de cenizas volcánicas y del pumíceo emitidos en diferentes épocas, este aparato volcánico es un estratovolcán con material ígneo de hialoandesita y basalto, la andesita es rica en vidrios, los materiales oscuros son de dacita con hornblenda e hiperstena, augita y cristobalita. Las gravas de material pumíceo se encuentran estratificadas con cenizas volcánicas, con suelos anteriores o bien yacen sobre material rocoso intemperizado; la andesita intemperizada origina a las saprolitas saturadas de humedad y de consistencia blanda, los rayos X de estos materiales indican valores d/N para minerales primarios, cristobalita, materiales arcillosos 2:1; 1:1 y amorfo.

Las arcillas encontradas en estos suelos indican asociación de alófana, alófana-haloisita, haloisita-alófana con algo de montmorilonita y vermiculita.

La distribución de los grandes grupos de los andosoles y la vegetación en el transecto investigado indican ubicaciones ecológicas en función de la altura, material parental y del clima.

# ISOYETAS ANUALES mm.



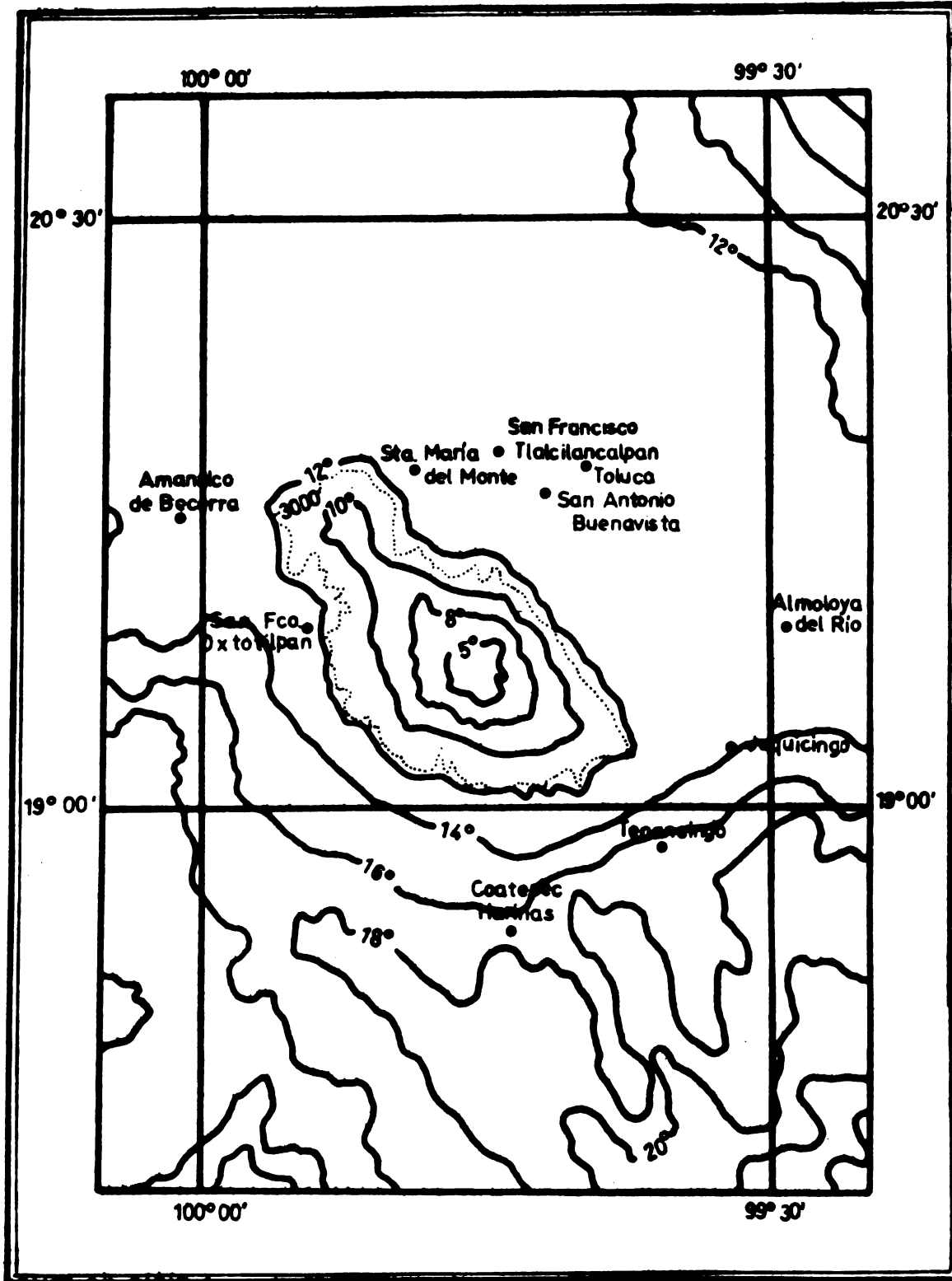
Tomado del Instituto de Geografía

escala 1:500 000

MAPA 4

Digitized by Google

# ISOTERMAS ANUALES °C

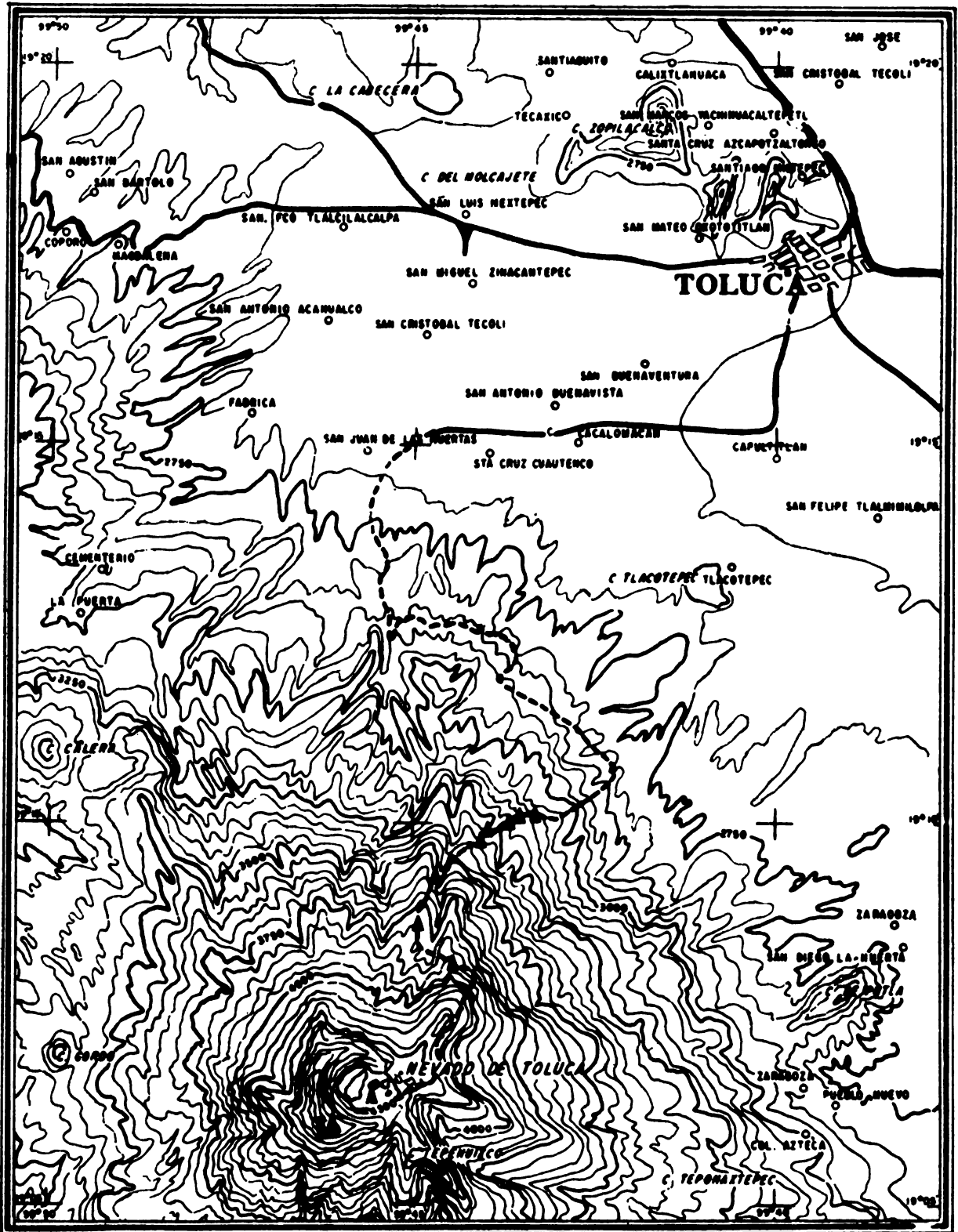


Tomado del Instituto de Geografía

escala 1:500 000

**MAPA 5**

# MAPA DE LOCALIZACION DE LA ZONA DE ESTUDIO.



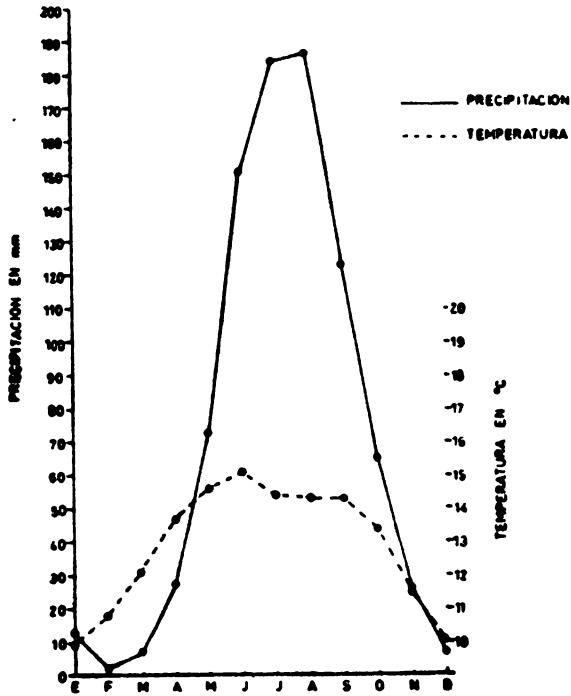
MAPA 1



▲ sitio de muestreo



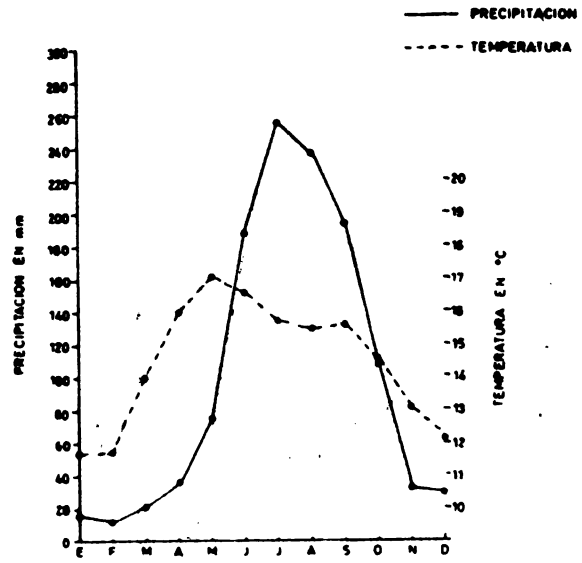
### ALMOLOYA DEL RIO



19° 10' Latitud  
99° 28' Longitud  
2600 m.s.n.m. Altitud  
Años de Observación: 10

GRAFICA 1

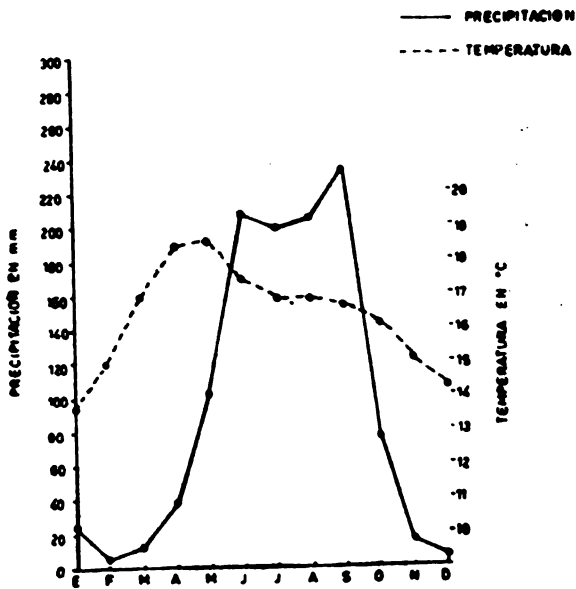
### AMANALCO DE BECERRA



19° 16' Latitud  
100° 02' Longitud  
2571 m.s.n.m. Altitud  
Años de Observación: 7

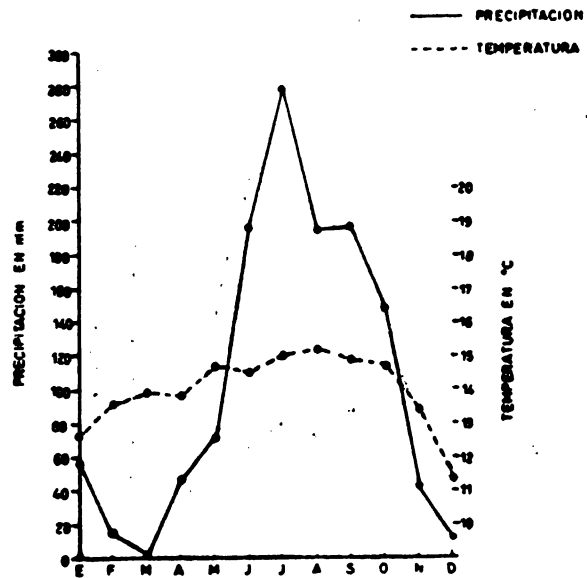
GRAFICA 2

### COATEPEC HARINAS



19° 55' Latitud  
99° 42' Longitud  
2600 m.s.n.m. Altitud  
Años de Observación: 8

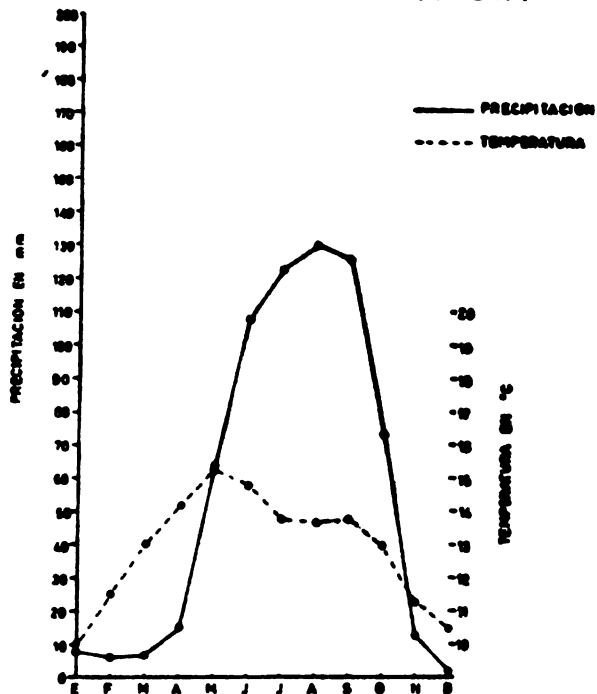
### JOQUICINGO



19° 3' Latitud  
99° 28' Longitud  
1800 m.s.n.m. Altitud  
Años de Observación: 5

GRAFICA 4

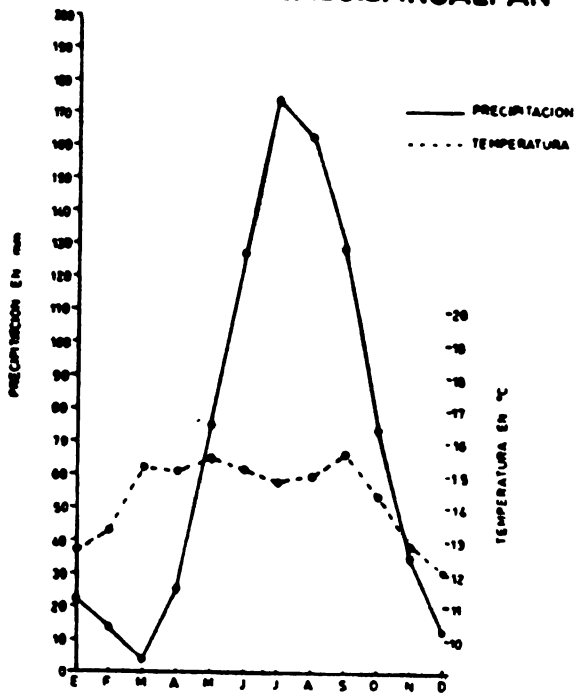
### SAN ANTONIO BUENAVISTA



19° 15' Latitud  
 99° 45' Longitud  
 2675 m.s.n.m. Altitud  
 Años de Observación: 6

GRAFICA 5

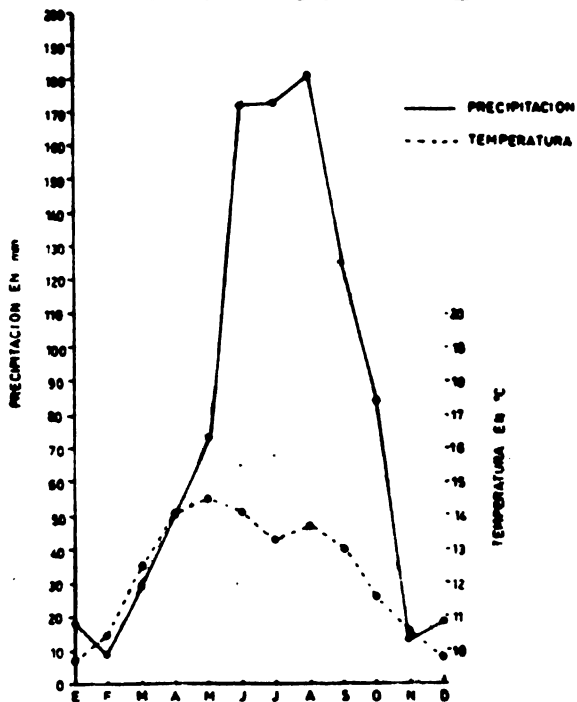
### SAN FCO. TLALCILANCALPAN



19° 15' Latitud  
 99° 45' Longitud  
 3000 m.s.n.m. Altitud  
 Años de Observación: 6

GRAFICA 6

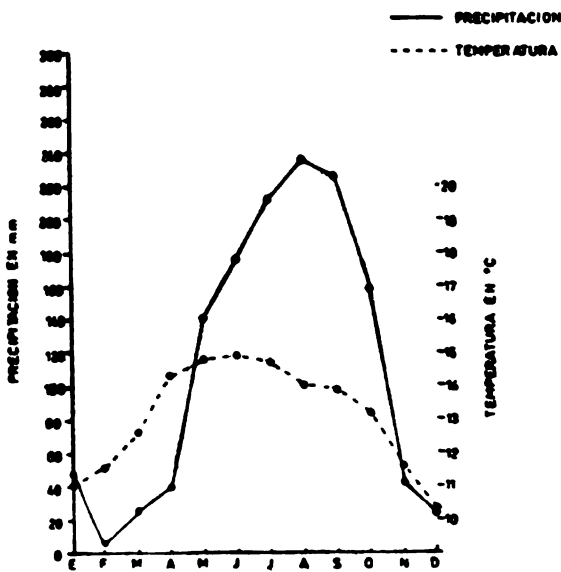
### STA. MA. DEL MONTE



19° 15' Latitud  
 100° 00' Longitud  
 2700 m.s.n.m. Altitud  
 Años de Observación: 7

GRAFICA 7

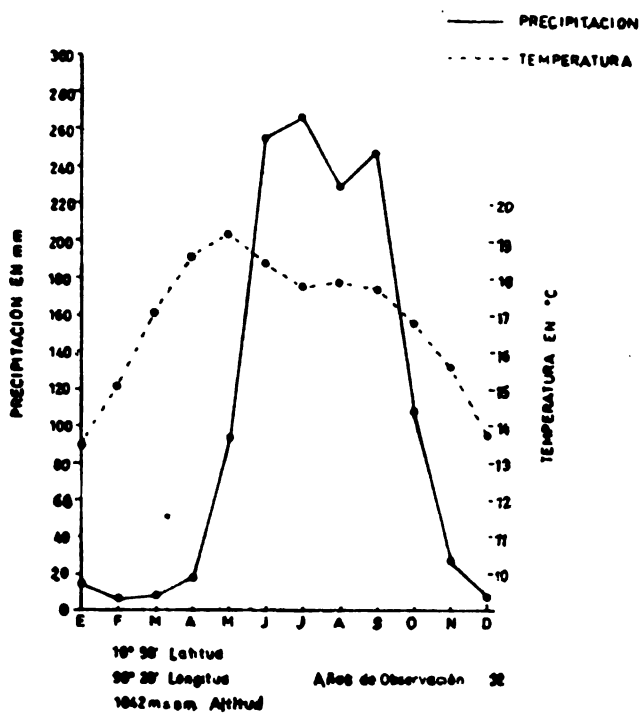
### OXTOTILPAN



19° 15' Latitud  
 99° 55' Longitud  
 2850 m.s.n.m. Altitud  
 Años de Observación: 7

GRAFICA 8

### TENANCINGO



GRAFICA 9

### TOLUCA

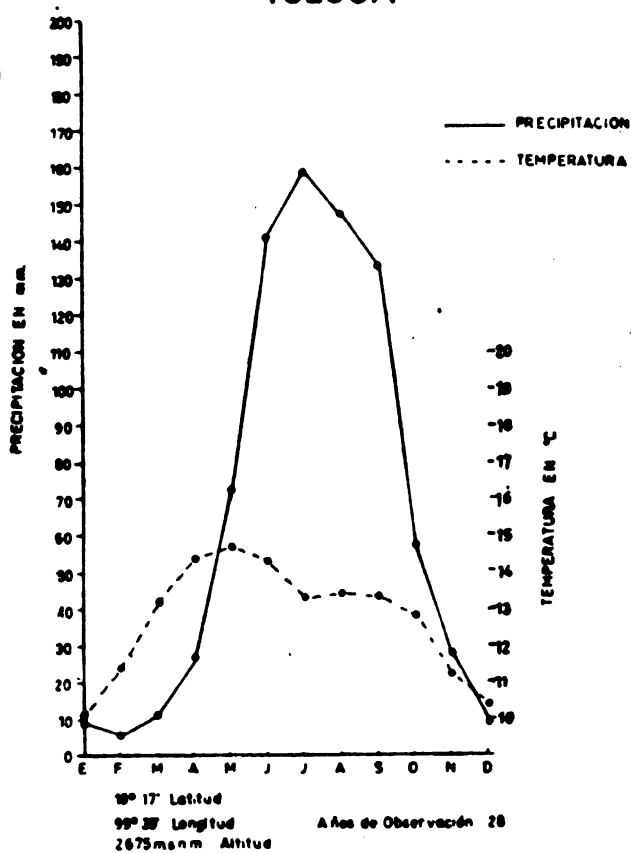


Figura No.1 Datos de Análisis de Laboratorio del Perfil de Suelo del Nevado de Toluca. Migajón o renosa. 3960m.s.n.m. Vegetación : Pinus de 10 a 15, Gramíneas. Monolitos de Andesita. Clima: CW<sub>2</sub>XW<sub>7</sub>B<sub>1</sub>ig. Templado.

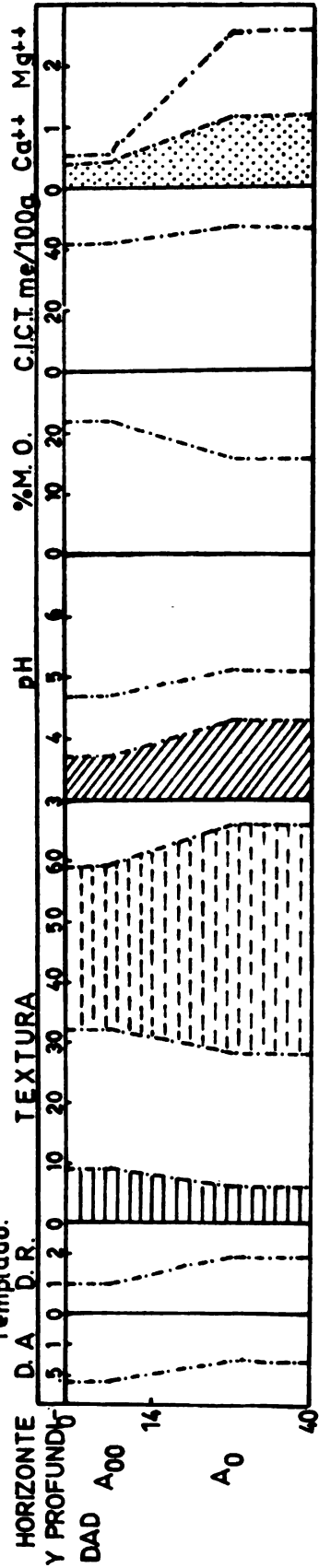


Figura No.4 Datos de Analisis de Laboratorio del Perfil de Suelo del Nevado de Toluca. Migajon arenosa. 3960 m.s.n.m. Vegetacion : Pinus , Gramíneas. Clima : CW<sub>2</sub>XW<sub>7</sub>B<sub>1</sub>ig. Templado.

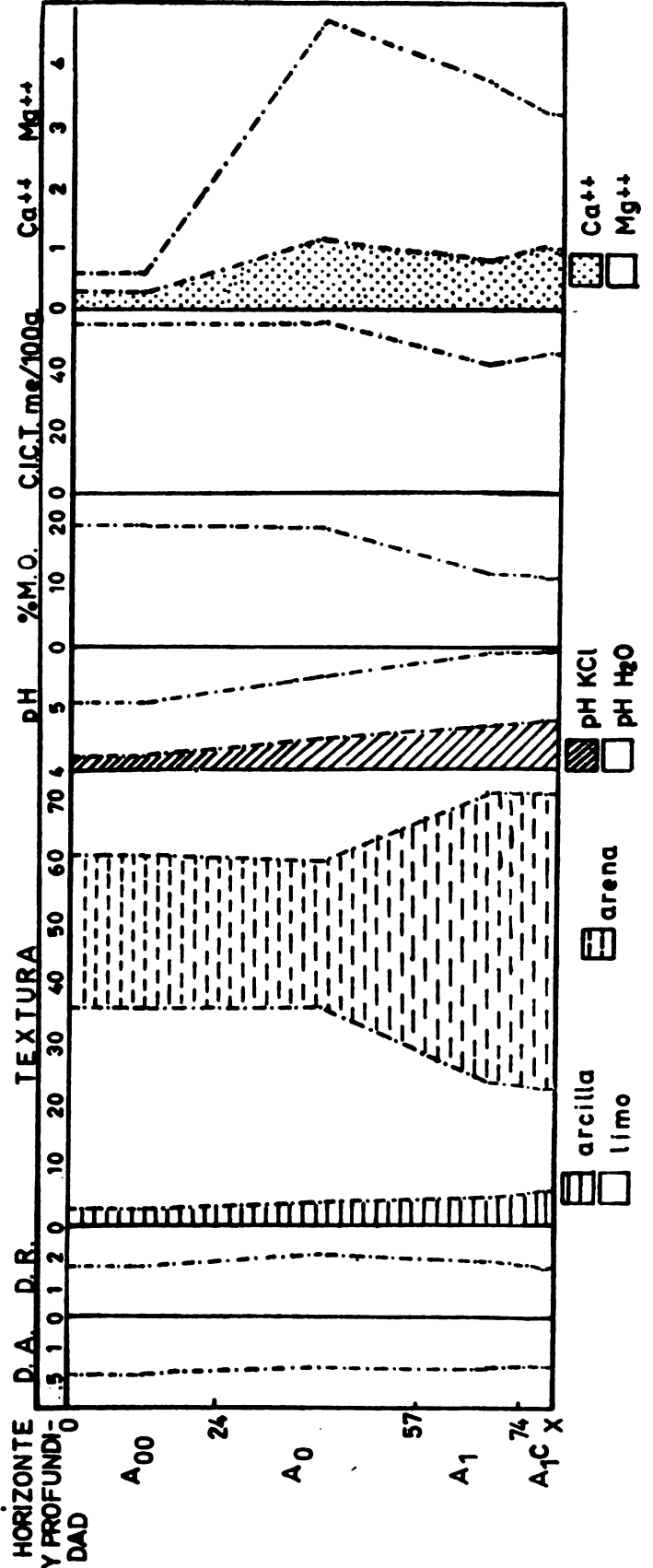
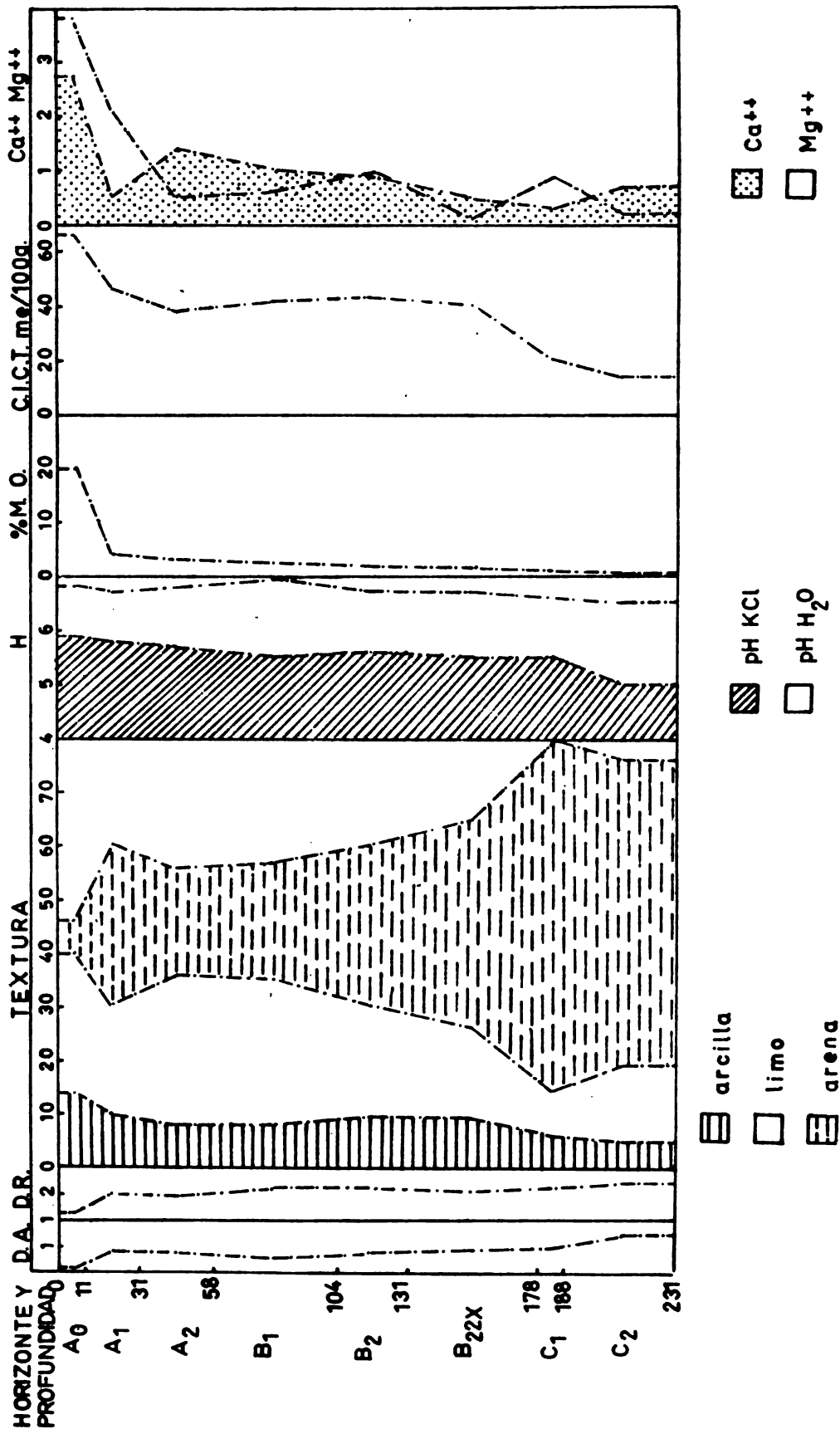
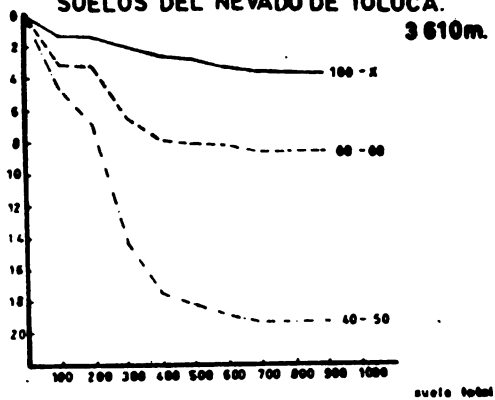


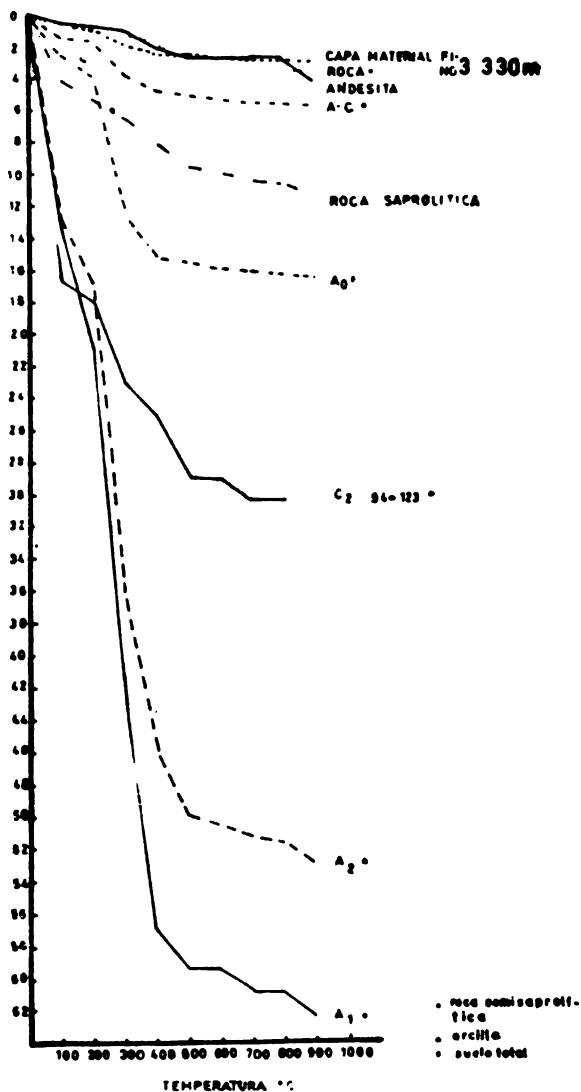
Figura No. 2 Datos de Análisis de Laboratorio del Perfil de Suelo del Nevado de Toluca. Migajón arenosa. 3 210 m. s. n. m. Vegetación: Abies, Salvia, Salix, Saxifragaceas, Musgos. Clima: CN<sub>2</sub>(WM)  
Fig: Templado.



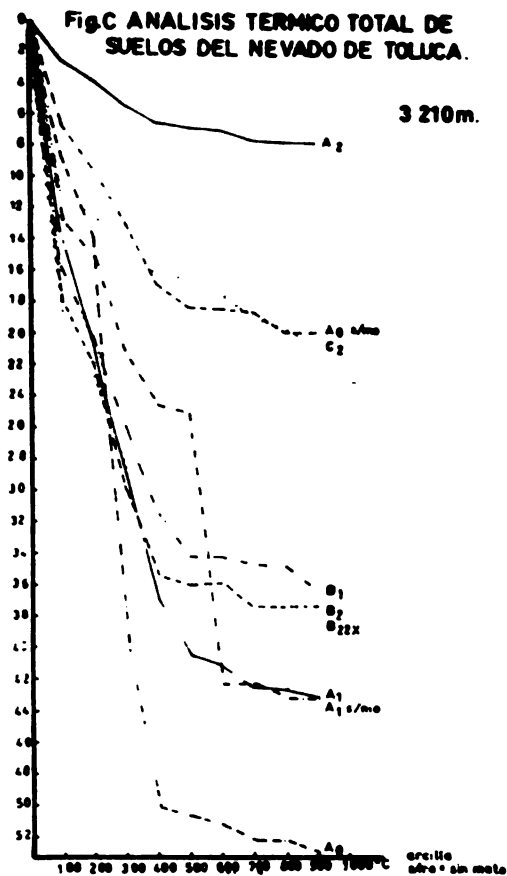
**Fig. A ANALISIS TERMICO TOTAL DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA. 3 610m.**



**Fig. B ANALISIS TERMICO TOTAL DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA. 3 330m.**



**Fig. C ANALISIS TERMICO TOTAL DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA. 3 210m.**



**Fig. D ANALISIS TERMICO TOTAL DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA. 3 150m.**

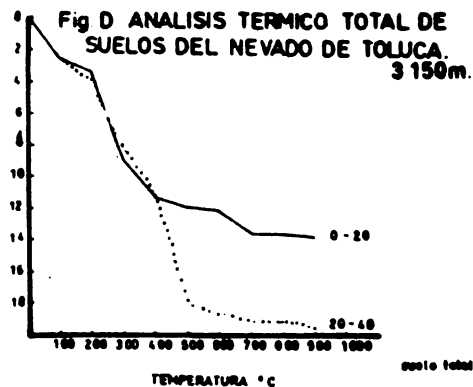


Fig. E ANALISIS TERMICO TOTAL

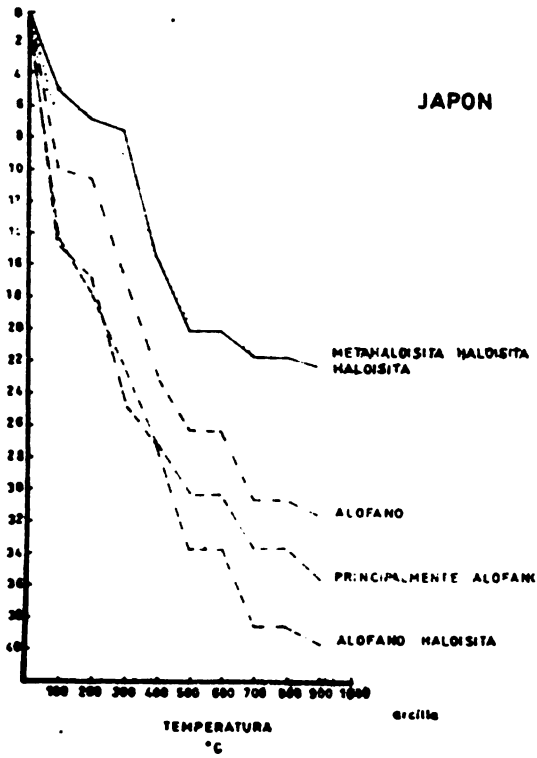


Fig. G ANALISIS TERMICO TOTAL

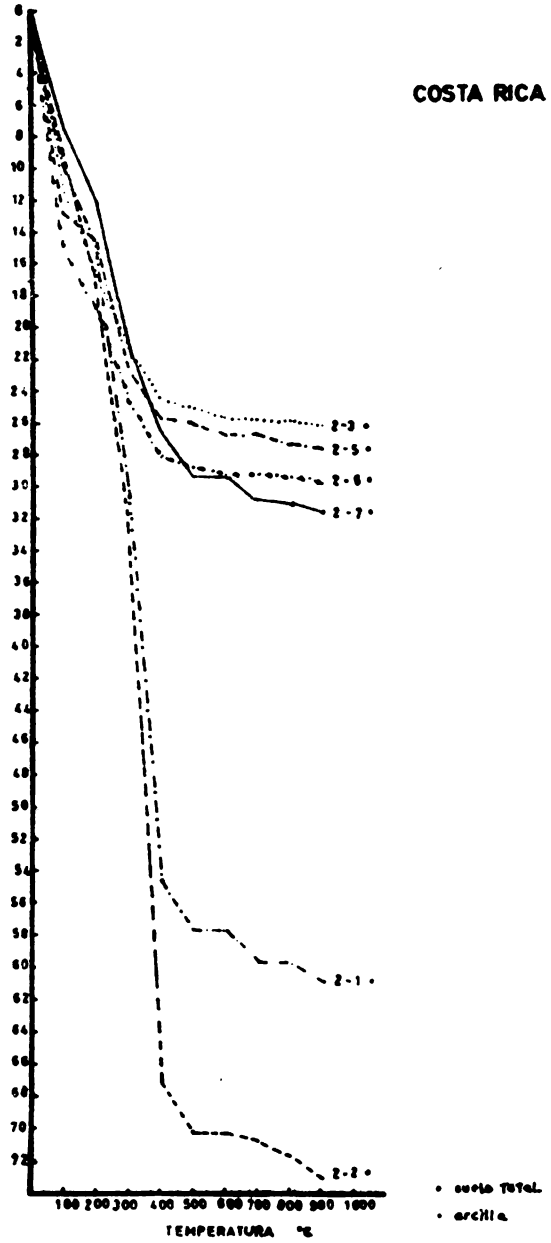
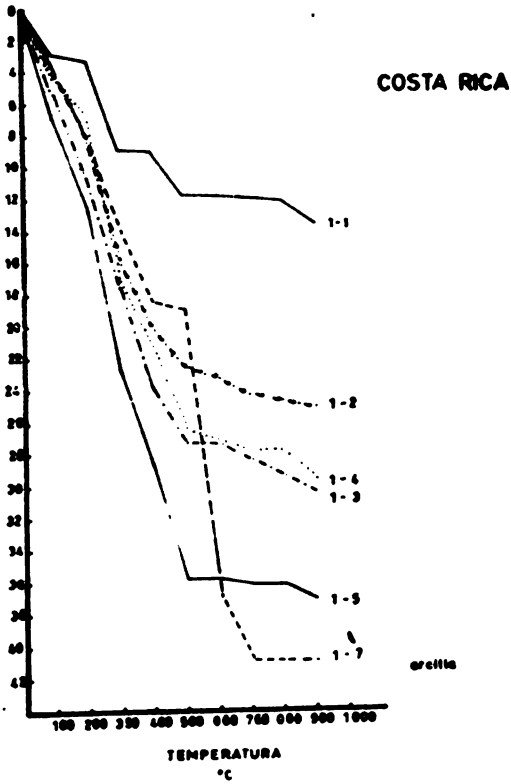
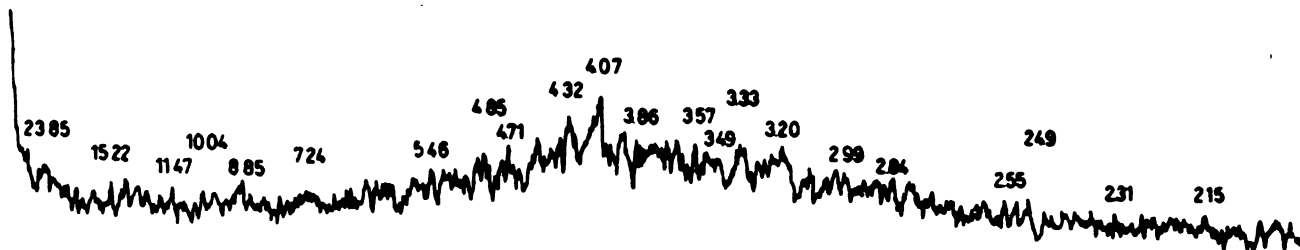


Fig. F ANALISIS TERMICO TOTAL

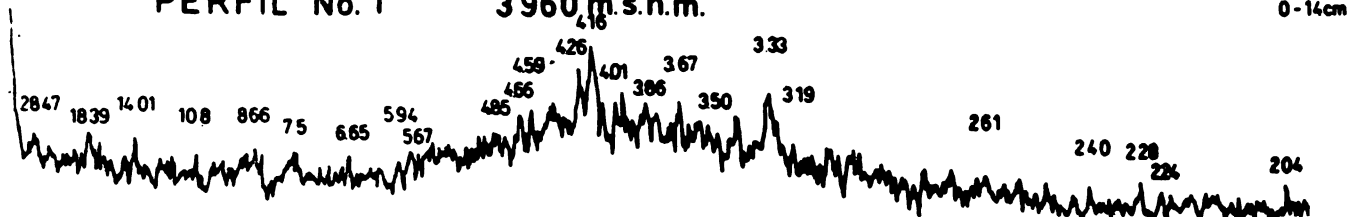


GRAFICA.A ROENTGENOGRAMAS DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA.

PERFIL No. 1 3960m.s.n.m.



PERFIL No. 1 3960m.s.n.m.

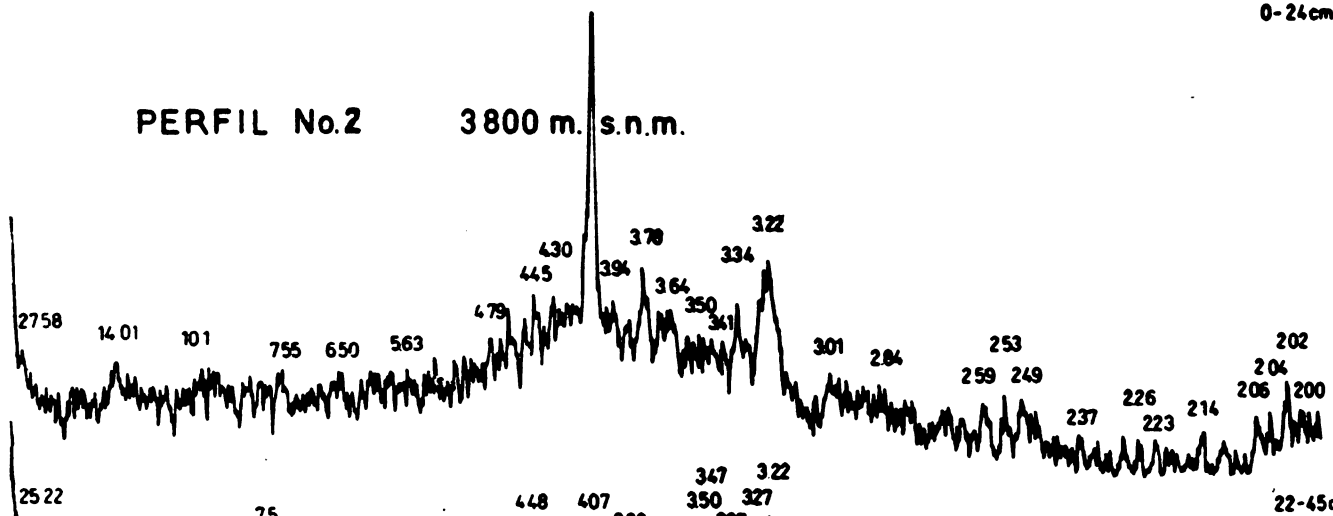


0-14cm

407

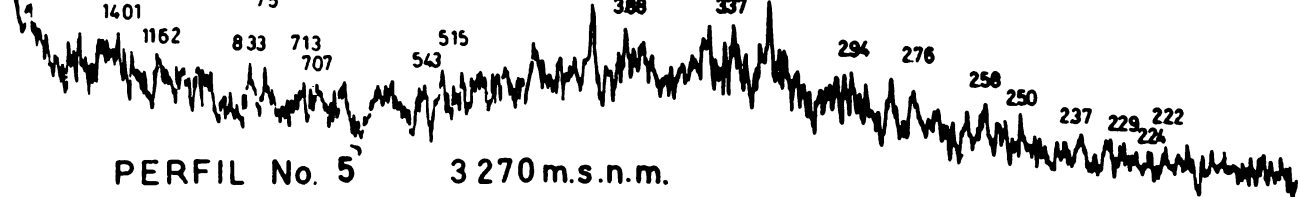
0-24cm

PERFIL No.2 3800 m. s.n.m.



22-45cm

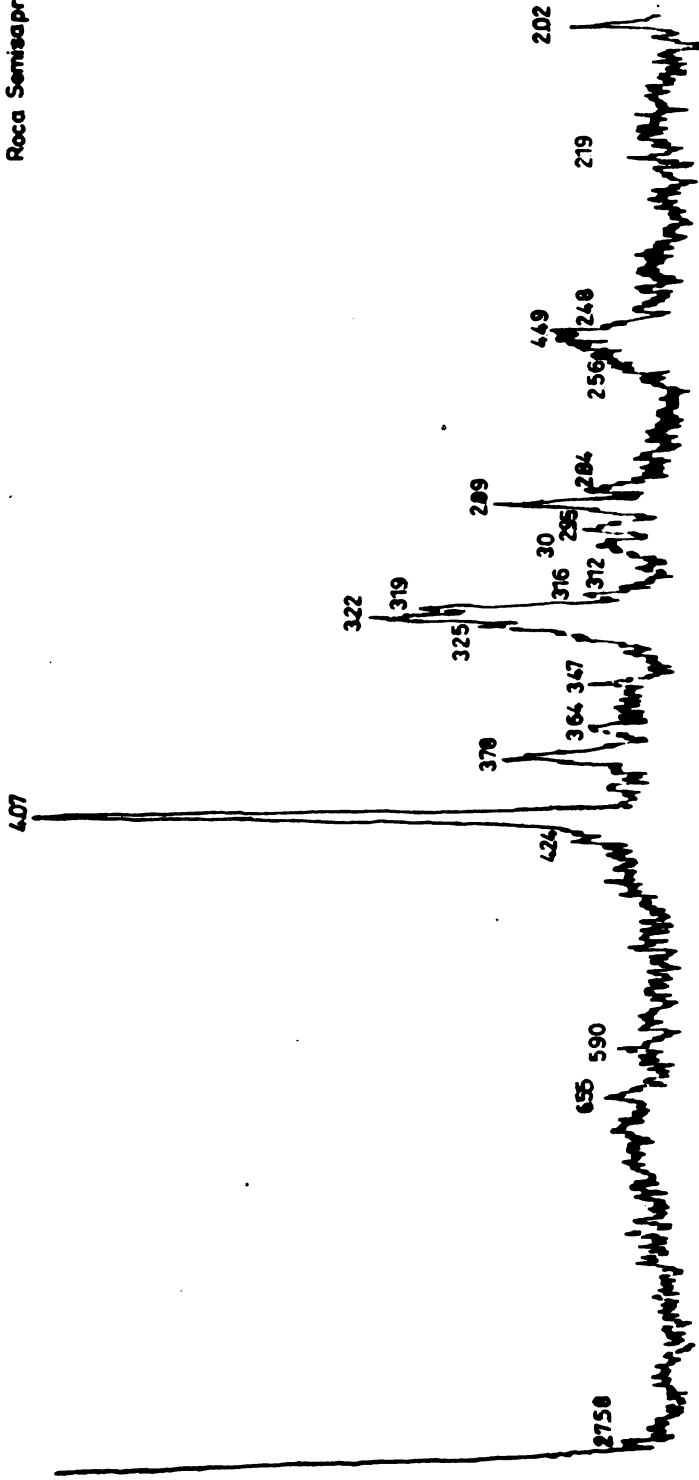
PERFIL No. 5 3270m.s.n.m.



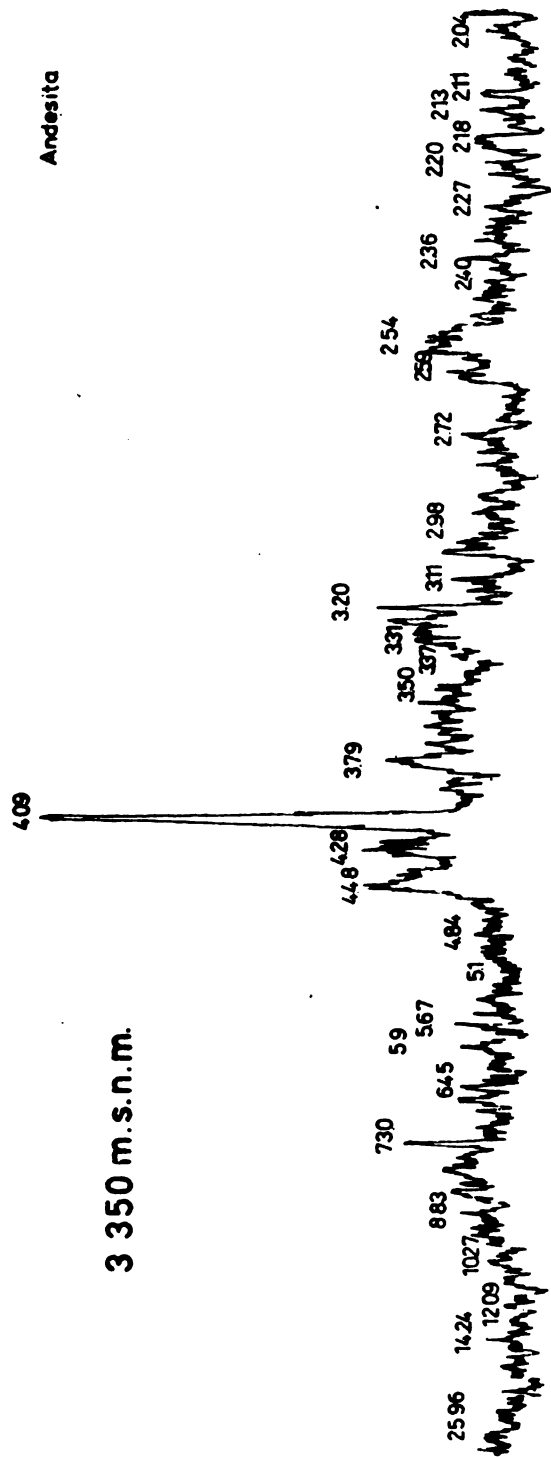
32-44cm



Roca Semisaprolítica



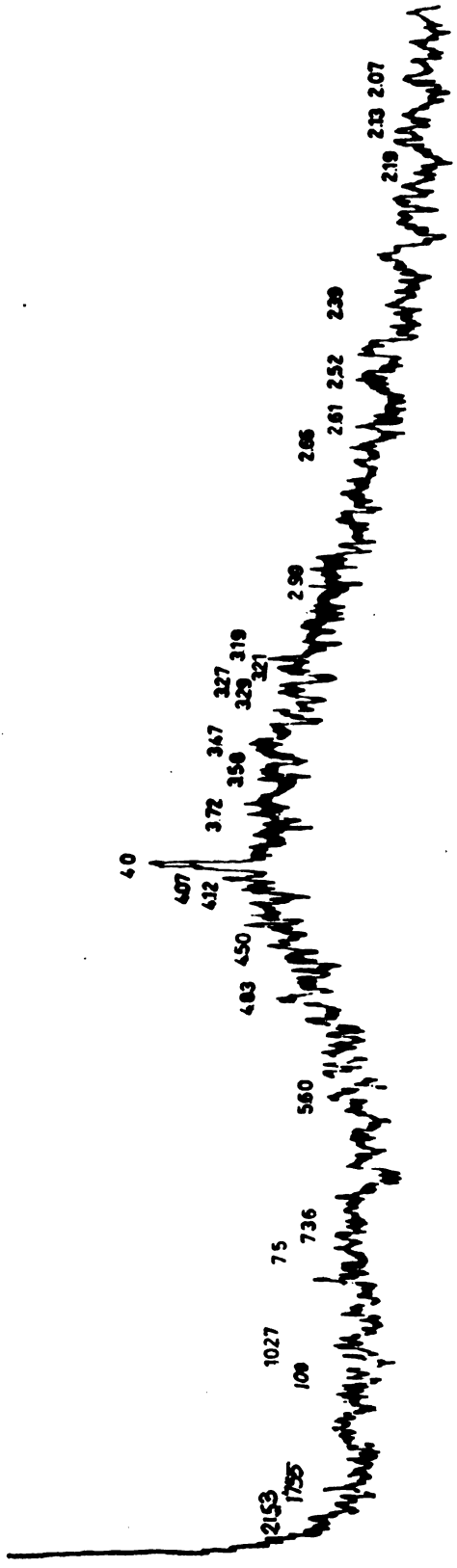
Andesita



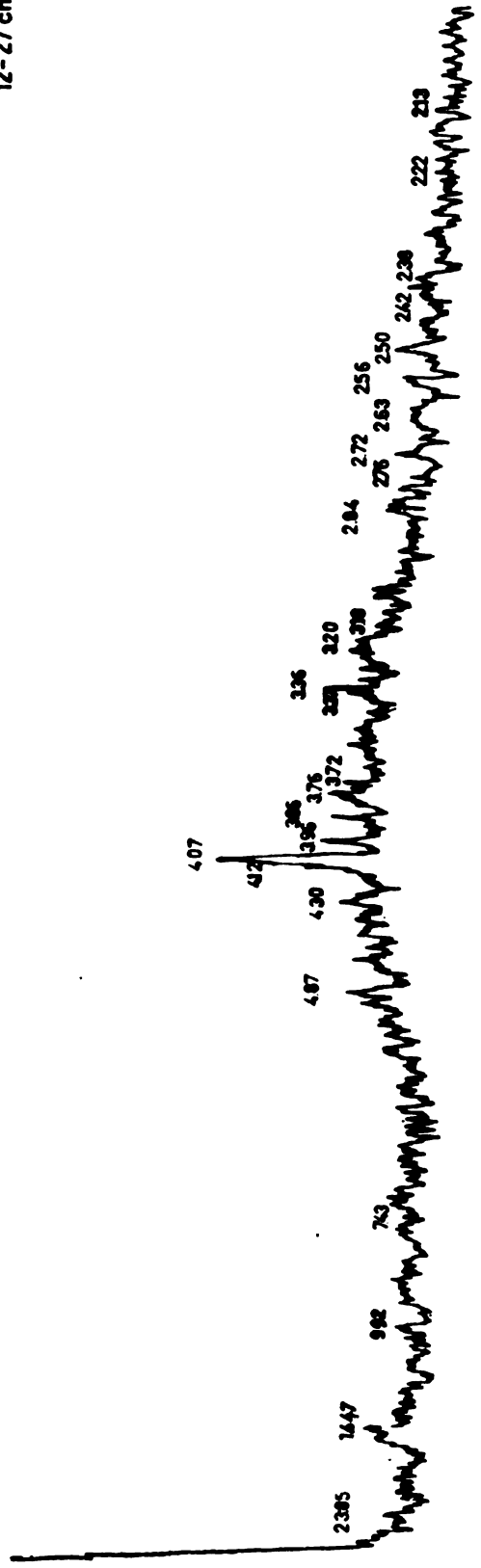
Andesita

3 350 m. s. n. m.

GRÁFICA. B ROENTGENOGRAMAS DE SUELOS DEL  
 NEVADO DE TOLUCA.  
 PERFIL No. 4 3 330 m. s. n. m.

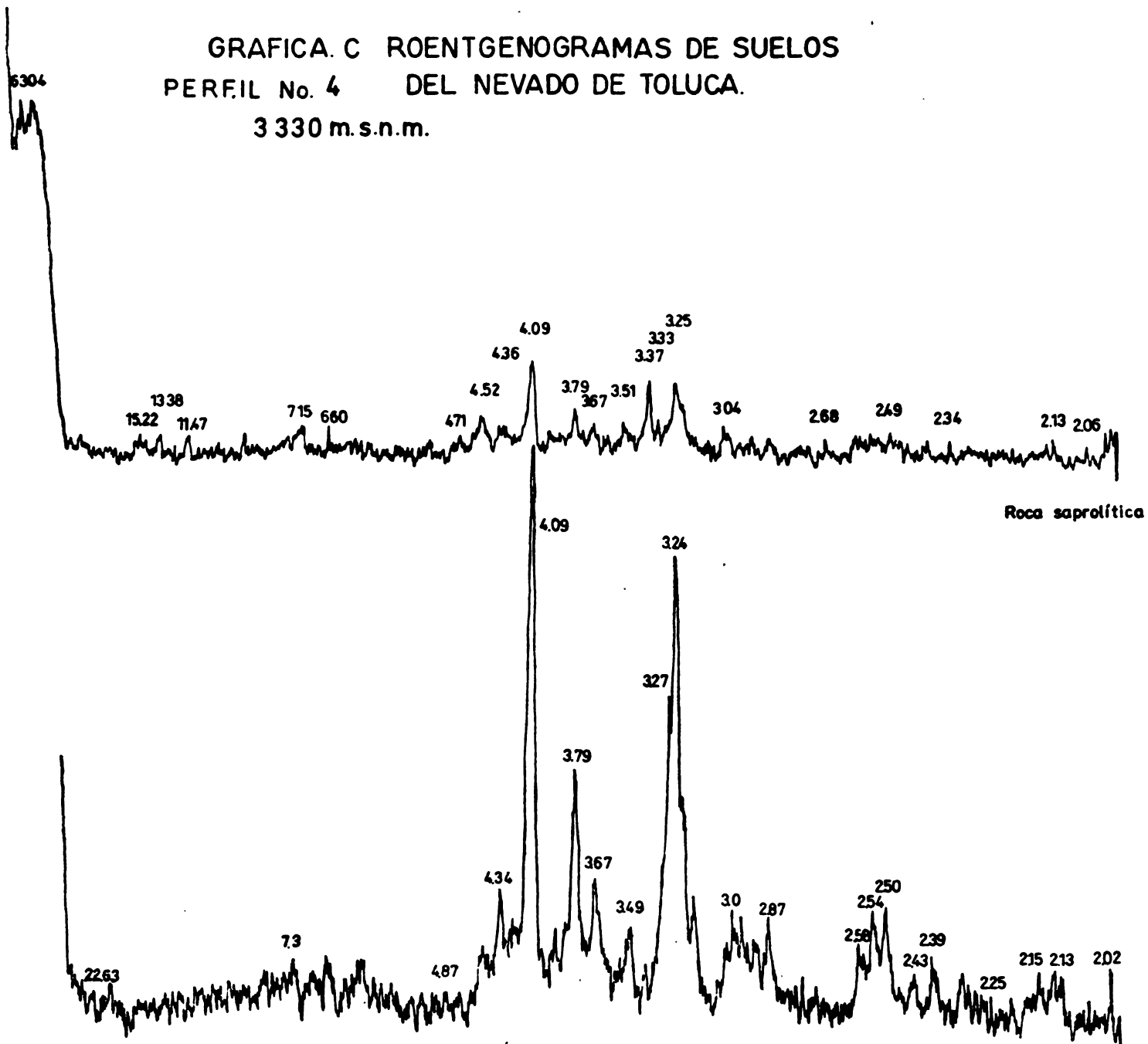


12-27 cm.



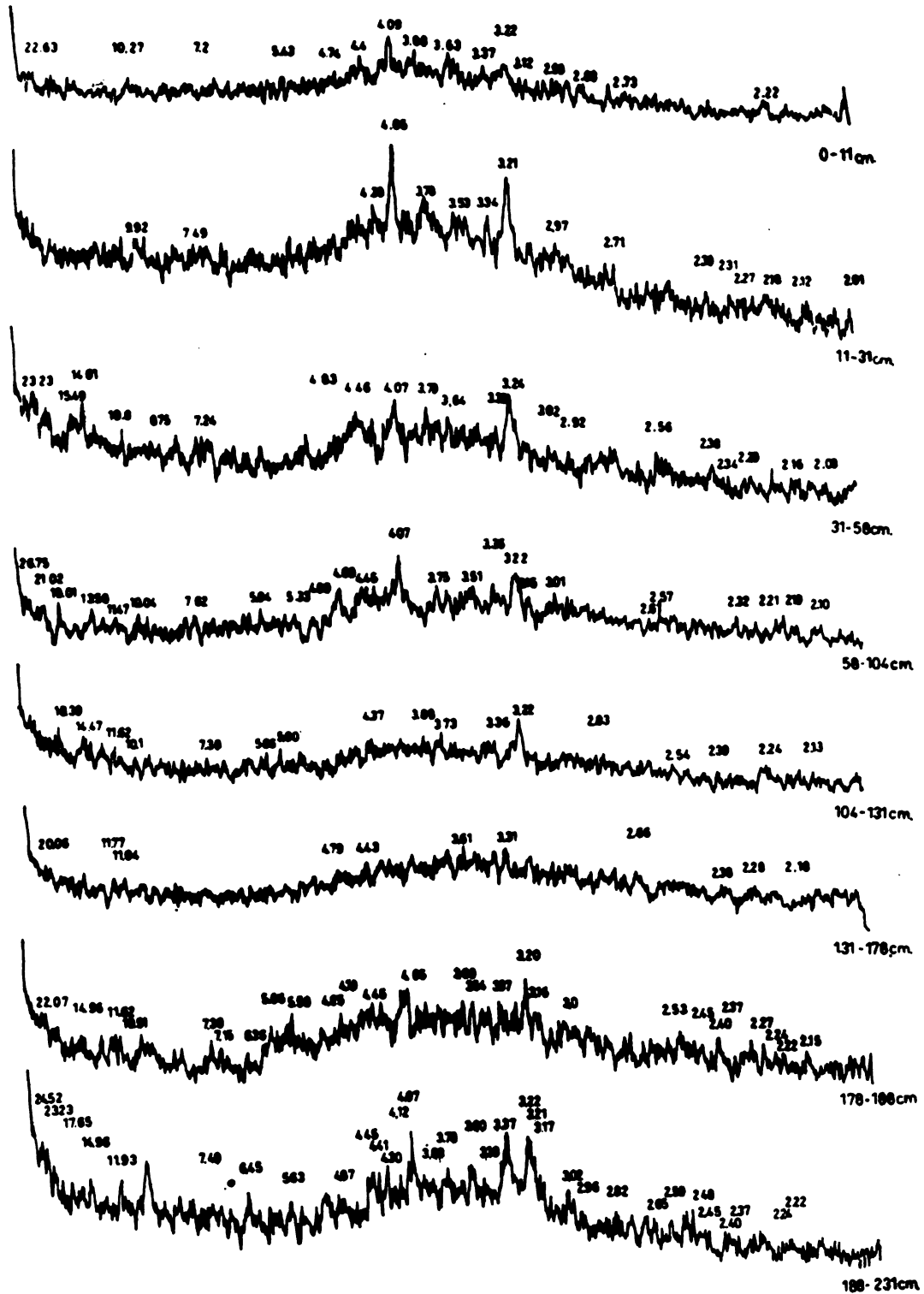
27-52 cm.

GRAFICA. C ROENTGENOGRAMAS DE SUELOS  
 PERFIL No. 4 DEL NEVADO DE TOLUCA.  
 3 330 m.s.n.m.

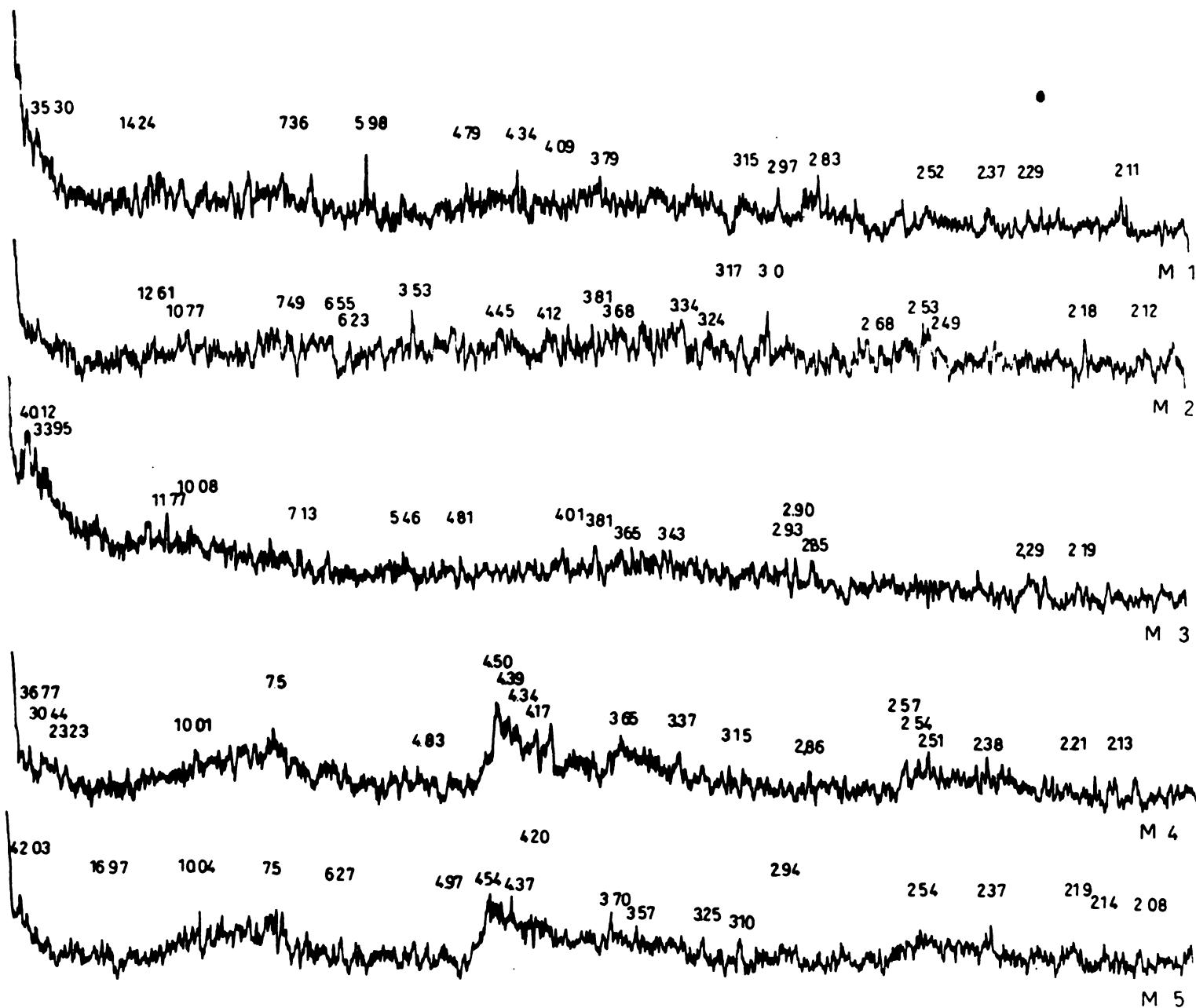


GRAFICA. D ROENGENOGRAMAS DE SUELOS DEL NEVADO DE TOLUCA.

PERFIL No. 6 3210 m.s.n.m.



# GRAFICA. E ROENTGENOGRAMAS DE SUELOS DEL JAPON





---

Prof. en  
cm.

---

0—20 P

---

---

Prof. en  
cm.

---

0—20

Pa

---





---

HORIZONTE	Prof. (cm.)
A <sub>00</sub>	0—5
A <sub>0</sub>	5—22
A <sub>11</sub>	22—45
A <sub>12</sub>	45—66
B-C	66—80
C <sub>1</sub>	80—95
C	95—X

---











---

**HORIZONTE**

---

**A<sub>00</sub>**

**A<sub>0</sub>**

**A<sub>1</sub>**

---

---

**HORIZONTE      P**

---

**A<sub>0</sub>**

**A<sub>1</sub>**

**A<sub>2</sub>**

**B<sub>1</sub>**

**B<sub>2</sub>**

**B22X**

**C<sub>1</sub>**

**C<sub>2</sub>**

---

**0**

**11**

**31**

**51**

**101**

**131**

**171**

**181**





MUESTRA N° 1 7  
1

---

SECO

---

10 YR 6/4  
Pardo amarillento

---

MUESTRA N° 2 7  
1

---

10 YR 5/4  
Pardo amarillento

---

MUESTRA N° 3 7  
1

---

10 YR 7/4  
Pardo muy pálido

---

MUESTRA N° 4 7  
1

---

10 YR 5/3  
Pardo

---

MUESTRA N° 5 7  
1

---

10 YR 6/3  
Pardo pálido

---



SUELOS DE COSTA RICA

IRAZU

	SECO	C O L O R	D. A.	H <sub>2</sub> O	pH	KCl	M. O. %	C. I. C. T. meq/100gr.	Alofano
		HUMEDO							
1-1	10 YR 5/1 Gris	10 YR 2/1 Negro	1.82	6.3		5.75	0.20	2.4	X
1-2	10 YR 3/1 Gris muy obscuro	10 YR 3/1 Gris muy obscuro	0.96	5.0		4.2	12.76	22.8	—
1-3	10 YR 4/2 Pardo grisáceo obscuro	10 YR 3/2 Pardo grisáceo muy obscuro	1.12	5.5		4.5	6.9	15.2	XXXX
1-4	10 YR 4/3 Pardo	10 YR 3/2 Pardo grisáceo muy obscuro	1.04	5.95		4.9	5.31	16.4	XXXX
1-5	10 YR 5/4 Pardo amarillento	10 YR 3/3 Pardo obscuro	1.02	5.65		4.9	5.24	11.8	XXXX
1-6	10 YR 4/3 Pardo	10 YR 3/2 Pardo grisáceo muy obscuro	1.33	6.7		5.3	2.31	6.0	XXX
1-7	10 YR 4/3 Pardo	10 YR 3/3 Pardo obscuro	1.13	6.15		5.4	2.13	9.4	XXX

CUADRO 14

**SUELOS DE COSTA RICA**

**IROLA**

C O L O R		SECO	HUMEDO	D. A.	H <sub>2</sub> O	pH	KCl	M. O. %	C. I. C. T. meq/100gr.	Alofano
2-1	10 YR 4/2 Pardo grisáceo obscuro		10 YR 3/2 Pardo grisáceo muy obscuro	0.74	6.0		4.85	20.01	54.8	XXX
2-2	10 YR 3/3 Pardo obscuro		10 YR 3/4 Pardo amar. obscuro	0.745	6.35		5.1	13.42	60.2	XXX
2-3	10 YR 4/3 Pardo		10 YR 3/2 Pardo grisáceo muy obscuro	0.76	6.25		5.5	5.77	47.6	XXX
2-4	10 YR 5/6 Pardo amar.		10 YR 3/4 Pardo	0.86	6.3		5.6	2.0	47.8	XXX
2-5	10 YR 4/4 Pardo amar. obscuro		10 YR 3/4 Pardo	0.87	6.2		5.6	1.75	51.6	XXX
2-6	10 YR 3/3 Pardo obscuro		10 YR 3/4 Pardo	0.90	6.2		5.6	1.34	52.8	XXX

SUELOS DE COSTA RICA

CERVANTES

	C O L O R		D. A.	H <sub>2</sub> O	pH	KCl	M. O. %	C. I. C. T. meq/100gr.	Alofano
	SECO	HUMEDO							
3-1	10 YR 3/2 Pardo gris. muy obscuro	10 YR 3/1 Gris muy obscuro	0.70	5.75	4.85	15.69	54.2	XXXX	
3-2	10 YR 4/3 Pardo	10 YR 3/4 Pardo amar. obscuro	0.84	6.1	5.4	7.65	45.6	XXXX	
3-3	10 YR 5/4 Pardo amar.	10 YR 4/4 Pardo amar. obscuro	0.89	6.3	5.7	3.93	27.4	XXX	
3-4	10 YR 8/1 Blanco	10 YR 6/2 Gris pard. claro	0.92	6.5	5.6	0.99	15.4	XXX	

CUADRO 16

SUELOS DE COSTA RICA

LA VICTORIA

	C O L O R		D. A.	H <sub>2</sub> O	pH	KCl	M. O. %	C. I. C. T. meq/100gr.	Alofano
	SECO	HUMEDO							
4-1	10 YR 3/2 Pardo gris. muy obscuro	10 YR 2/1 Negro	0.67	5.1	4.5	22.63	49.8	XXXX	
4-2	10 YR 2/1 Negro	10 YR 2/1 Negro	0.73	5.5	4.6	21.66	44.0	XXXX	
4-3	10 YR 6/3 Pardo pálido	10 YR 4/4 Pardo amar. obscuro	0.83	5.7	5.2	3.16	37.4	XXX	
4-4	10 YR 6/4 Pardo amar. claro	10 YR 5/6 Pardo amar.	0.85	5.7	5.3	2.27	38.4	XXX	
4-5	10 YR 5/4 Pardo amar.	10 YR 4/4 Pardo amar. obscuro	0.90	6.1	5.4	1.97	38.6	XXX	
4-6	10 YR 6/3 Pardo pálido	10 YR 5/6 Pardo amar.	0.85	5.6	5.4	1.93	41.4	XXX	

CUADRO 17

## BIBLIOGRAFIA

1. Adachi, T. 1963. The humus composition of volcanic ash soils in Japan. *Pedologist*, 7:2-14.
2. Aguilera, H.N. 1953. Iron oxide removal from soils and clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 17: 359-364; 18: 223-350.
3. Aguilera, H.N. 1965. Suelos de Ando, Génesis, Morfología y Clasificación. Serie de Invest. N° 6. Esc. Nal. de Agricultura. Colegio de Postgraduados, Chapingo, Méx. Pág. 1-12.
4. Aguilera, H.N. 1969. Geographic distribution and characteristics of volcanic ash soils in México. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Inst. Interamericano de Ciencias Agr. de la OEA. Turrialba, Costa Rica. A.61-A.6.12.
5. Aomine, S. and K. Wada, 1962. Differential weathering of volcanic ash and pumice resulting in formation of hydrated halloysite. *Amer. Min. Wisconsin* 47: 1024-1048.
6. Arias, H.A., E.L. Johnson y N. Aguilera, H. 1969. Génesis de suelos del volcán Pico de Orizaba, Edo. de Veracruz. IVº Congreso Nal. de la Sociedad Mexicana de la Ciencia del Suelo. Monterrey, N. L. Pág. 22-45.
7. Bates, T.F. 1962. Halloysite and gibbsite formation in Hawaii Clays and clay minerals. Pergamon Press, N. Y. 11: 315-328.
8. Besoain, M.B. 1969. Mineralogía de las arcillas de suelos derivados de Cenizas Volcánicas de Chile. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Inst. Interamericano de Ciencias Agr. de la OEA, Turrialba, Costa Rica. B.1.1 - B.1 - B.17.
9. Birrell, K.S. and M. Fieldes. 1952. The allophane in volcanic ash soils of New Zealand. *Soil. Sci.* 3: 156-166.
10. Birrell, K.S. 1964. Some properties of volcanic ash soils, Report of the Meeting of the classification and Correlation and Soil from volcanic ash. World Soil Resources Report 14 FAO, Rome.
11. Bornemisza, E. y R. Pineda, 1969. Minerales Amorfos y mineralización de nitrógeno en suelos derivados de Cenizas Volcánicas. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. B.7 1-B.7.7.
12. Colmet-Daage, F. 1969. Naturaleza de la Fracción arcillosa de algunos suelos derivados de Cenizas Volcánicas de las Antillas, el Ecuador y Nicaragua. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación, Turrialba, Costa Rica. B.2.1-B.2.12.
13. Dudal, R. and R. Soepraptohardjo. 1960. Some considerations on the genetic relationships between latosols and andosols in Java (Indonesia). 7th Intern. Congress of Soils Sci. Madison, Wisc. U.S.A. Madison IV: 229-236.
14. Egawa, T. Y. 1964. Nature and properties of allophane in volcanic ash soils in Japan. Ministry of Agriculture and Forestry. Japan. 211.
15. Egawa, T. 1965. Mineralogical properties of volcanic ash soils in Japan. Report of the meeting on the Classification and Correlation on Soil from volcanic ash. World Resources Report 14 FAO, Rome.
16. Fassbender, H. W. 1969. Deficiencia y fijación de fósforo en los suelos derivados de cenizas volcánicas de Centroamérica. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Turrialba, Costa Rica. B.4.1-B.4.10.
17. Fieldes, M., and K. W. Perrot, 1966. The nature of allophane in soils. Part III Rapid field and Laboratory Test. *N. Z. Jour. Sci.* 9: 623-629.
18. Fieldes, M. and L. D. Swindale, 1954. Chemical Weathering of silicates in soil formation. *New Z. J. Sci. and Tech.* Wellington 36(2): 195-210.
19. Flach, K. 1969. El uso de la "7ª aproximación" para la clasificación de los suelos de Ceniza Volcánica. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Turrialba, Costa Rica, A.1.7-A.7.18.
20. Flores, T., 1966. Le Xinantécatl on le volcan Nevado de Toluca México. Instituto de Geología, México.
21. Forsythe, W. M., S. A. Gavande y M. González. 1969. Propiedades físicas de suelos derivados de Cenizas Volcánicas. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. B.3.1-B.3.7.
22. García, E. 1967. Los climas del Valle de México según el sistema de clasificación de Kopen modificado. Simposio sobre el Valle y la Ciudad de México. Unión Geográfica Internacional. Impresión mimeográfica. Pág. 20.

23. Gómez, V. R., Vallejo, G. E. y Aguilera, H. N. 1970. Suelos derivados de Cenizas Volcánicas y sus relaciones con los Vertisoles. Resúmenes de la VIII Reunión Latinoamericana de Fitotecnia. Nov. 22-28. Bogotá, Colombia. Ind. (235).
24. Hénin, S., et Turc, L. 1950. Essai de Fractionnement des matieres organiques du sol. IV Congres Intern. Sc. du Sol. Amsterdam, 1:152-154.
25. Jackson, M. L., L. D. Whittig and R. P. Pennington. 1950. Segregation procedure for the mineralogical analysis of soils. Soil Sci. Amer. Proc. 14:77-81.
26. Jackson, M. L. 1958. Soil Chemical analysis. Prentice Hall, Inc. N. Y.
27. Kanno, I. 1959. Clay minerals of volcanic ash soils and pumice in Japan. Advance clay Sci. Tokyo. 1:213-233.
28. Knox, E. G. y P. F. Maldonado, 1969. Suelos de Cenizas Volcánicas; excursión al Volcán Irazú. Panel sobre suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. A.8.1-A.8.12.
29. Kobo, K., 1964. Properties of volcanic ash soils. Report on the Meeting on the classification and Correlation of soils from Volcanic Ash. World Soil Resources. Report 14 FAO, Rome.
30. Kononowa, M. M. and Alexandrova, I. V. 1959. The biochemistry of humus formation and some problems of plant nutrition. Soils and Fertil. XXII, 2:77-83.
31. Kosaka, J. C. Honda and A. Iseki, 1962. Transformation of Humus in upland soils, Japan Soil Sci. Pl. Nutrim. 8:23-28.
32. Matsui, T. y M. Totani. 1963. Studies of some fraction of vermiculite clay separates from Japanese soils. Clay Sci., Tokyo 1(6): 155-166.
33. Maldonado-Koerdell, M. 1971. A report of the geological and Geophysical studies of the Mexican Volcanic Belt. Congreso Geofísico Inter. Memorias del Inst. de Geofísica, U. N. A. M.
34. Martini, J. A., 1969. Distribución Geográfica y características de los suelos derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Instituto Interamericano de las Ciencias Agrícolas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. A.5.1-A.5.19.
35. Mohr, E. C. J. and F. A. Von Baren. 1954. Tropical soils. Interscience Publ. N. Y. 498 p.
36. Mooser, F., 1968. A progress report of the geological and geophysical study of the Mexican Volcanic Belt and the volcanoes of the Valley of Mexico. Simposio Panamericano de Geofísica. Inst. Geog. U.N.A.M.
37. Segalen, P. 1956. Les principaux groups de sols du Nordouest de Madagascar. 6th Intern. Congress of Soil Science. Paris/France, E: 307-309.
38. Segalen, P. 1957. Etude des sols derives de roches volcaniques basiques a Madagascar. 182 p.
39. Segalen, P. 1968 Note sur une methode de determination des produits minéraux amorphes dans certains sols a hydroxydes tropicaux. Cah. ORSTOM, ser. Pedol. VI (1): 105-126.
40. Sherman, G. D., and Matsusaka, H. Ikawa and G. Hohara. 1964. The role of amorphous fraction in the properties of tropical soils. Agrochimica. Rome. VIII (2): 146-162.
41. Sudo, T. 1953. Clay mineralogical aspect of the alteration of volcanic glass in Japan Clay Mineral Bull. 12(9).
42. Sudo, T. S. purabayashi, T. Tsudriya y S. Koneke. 1964. Mineralogy geology of japanese volcanic ash soils 8th Intern. Congress of Soil Science Bucarest/Rumanien, Bucarest 111: 1095-1104.
43. Swindale, L. D., and G. Sherman, 1964. Hawaiiin soils from volcanic ash. Report on the Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash. World Soil Resources Rep. 14. FAO. Rome.
44. Swindale, L. D. 1964. The properties of soil derived from volcanic ash. Report of the Meeting on the Classification and Correlation of Soils from volcanic ash. World Soil Resources Rep. 14 FAO. Rome.
45. Tada, A., H. Takenaka and K. Soma et al. 1963, Characteristics of the particles of Kanto loam volcanic ash soil, Trans. Agric. Engng. Soc. Japan. 7:14-21.
46. Tokudome, S. and I. Kanno. 1965. Nature of the humus of humic allophane soils in Japan. Parts 1 and 2. Soil Sci. Pl. Nutr. 11:1-15.
47. Tokudome, S. and I. Kanno. 1968. Nature of the humus of some Japanese Soils. Trans. Int. Congr. Soil Sci. 9th Congr. Adelaide. 111: 163-174.
48. USDA, 1960. Soil conservation service, soil classification: A comprehensive System, 7th approximation. Dep. of Agriculture. Washington.
49. Wada, K. 1967. A structural schema of soil allophane. Amer. Min. Lancaster 52:690-708.
50. Whittig, L. D., V. J. Bilmer, R. C. Roberts and J. D. Cady. 1957. Characteristics and genesis of cascade and powel soils of North Western Oregon. Soil Sci. Amer. Proc. Madison 21 (2): 226-232.
51. Yamazaki, F. T. Yawata and S. Sudo, 1963. Physical properties of Kanto loam. Trans. Angng. Soc. Japan. 7:1-13.
52. Yoshinaga, N. and S. Aomine. 1962. Allophane in in some ando soils. Soil Sci. Pl. Ntr. Tokyo 8(2): 5-13.





**GRUPO DE TRABAJO IV**  
**WORK GROUP IV**

**FERTILIDAD DE SUELOS**  
**SOIL FERTILITY**



# FERTILIZACION DEL MAIZ EN SUELOS NEGROS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCANICAS DE LA PENILLANURA CENTRAL DE ANTIOQUIA -COLOMBIA- 1 |

Manuel Rodríguez J. y Luis Alfredo León S. 2/

## INTRODUCCION

Posiblemente, uno de los mayores problemas que afecta al mundo en la actualidad, especialmente en Latinoamérica, es la escasez de alimentos. Para aumentar la producción agrícola se están estudiando nuevas variedades y técnicas agrícolas de diverso orden, especialmente aquellas relacionadas con el uso de fertilizantes en cantidades adecuadas y balanceadas. Después de estudiar varias localidades en Colombia, organismos nacionales e internacionales escogieron los municipios en los cuales se encuentran muchos de los suelos incluidos en el presente estudio con el fin de adelantar el Proyecto de "Desarrollo del Oriente Antioqueño". Teniendo en cuenta que uno de los cultivos básicos de este Proyecto es el de maíz, se considera que este trabajo puede aportar información útil para encauzar los trabajos en esa región.

Durante 1958, se comenzó a estudiar la fertilización de maíz en estos suelos y se encontró que son muy pobres en nutrientes y que el maíz respondía generalmente a alguno o a varios de los elementos mayores.

En Antioquia, los suelos negros orgánicos se encuentran localizados en regiones con tres climas: frío moderado, frío y páramo. La extensión según la oficina de Planeación del departamento de Antioquia (1), es de 1.167.200 Ha. y comprende varios municipios, entre los cuales los más importantes por su extensión y número de habitantes son: Rionegro, La Ceja, Marinilla, La Unión, El Santuario, El Carmen, Sonsón y San Pedro. El levantamiento agrológico de esta área no está terminado en la actualidad.

Fernández (4), reconoció en la Penillanura Central de Antioquia, 168.100 Ha. y dice que la mayor parte de estos suelos pueden clasificarse según la nomenclatura francesa, como

podzólicos, hidromórficos, con pseudogley; según la séptima aproximación, como inceptisoles (orden), andepts (sub-orden) y según Wright como suelos del grupo alófano-húmico, derivados de cenizas volcánicas. El mismo autor (4), divide los suelos de la Penillanura en cuatro clases: colinas, colinas altas, terrazas y aluviones.

El material parental está constituido por cenizas volcánicas y presentan carácter homogéneo ya que los factores de formación han sido muy similares. Según Fernández (4), la precipitación total promedio de la región, está comprendida entre 1.800 y 2.000 mm. anuales, con ligeras variaciones; hacia el Sur de la zona en estudio sobrepasa de los 2.000 mm. y hacia el Centro es ligeramente inferior a los 1.800 mm.

Los suelos en mención generalmente son inclinados, con drenaje interno y externo excesivos; por lo general, a pesar de que las lluvias caen en buena cantidad los cultivos durante ciertas épocas pueden sufrir por escasez de agua. Según Rodríguez (11), los análisis químicos indican que son suelos muy ácidos (pH 5.10), muy ricos en materia orgánica (27.50%) y bajos en P aprovechable. Los cultivos responden bien a las aplicaciones de P y tanto el N como el K mostraron tendencia a aumentar la producción de la papa. El abono de establo "Compost" y una mezcla de elementos menores también mostraron tendencia a aumentar las producciones de papa.

Rodríguez y Lotero (13), en un estudio de invernadero con estos suelos ensayaron varias dosis de cal y P; usaron como planta indicadora la lechuga romana y la alfalfa. Los autores citados encontraron que el P y la cal aumentan los rendimientos de las dos plantas estudiadas y que las aplicaciones de cal presentan una tendencia a aumentar la efectividad del P aplicado. León (6), hizo un estudio químico y mineralógico de estos suelos y encontró que tienen una alta capacidad de fijación de P y baja capacidad para producir nitratos; las arcillas predominantes son la vermiculita, clorita interstratificada, cristobalita y alófana encontrándose esta última en cantidad aproximada del 15% del total de la fracción correspondiente a materiales menores de dos micras.

1/ Una contribución del Departamento de Agronomía, Programa Nacional de Suelos del Instituto Colombiano Agropecuario (ICA).

2/ Edafólogo Asociado IV-24 Programa de Suelos C. N. I. A. "Tulio Ospina" Medellín y Director del Programa Nacional de Suelos del Instituto Colombiano Agropecuario (ICA), respectivamente.

Resultados de 3 experimentos sobre fertilización de maíz en "La Selva" mostraron que el P aumentó notablemente los rendimientos (Rodríguez 12). Posteriormente el mismo investigador (12), estableció dos experimentos, uno en un campo fertilizado y el otro en un campo que no había recibido fertilizantes. En los dos experimentos encontró respuesta al N, P y K. Las mejores producciones de maíz las obtuvo cuando aplicó P en cantidades correspondientes a 200 ó 300 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha.

Con el fin de estudiar en detalle la fertilización del maíz en suelos negros de la Penillanura Central de Antioquia, se estableció un experimento con varias dosis de N, P, K, Ca y materia orgánica en la Sub-Estación Agropecuaria Experimental "La Selva" cuya localización se indica más adelante. Los objetivos principales del experimento fueron: a) averiguar el efecto que producen, en los rendimientos de maíz, las aplicaciones de N, P, K, cal y abono orgánico, b) medir el efecto residual del P; c) relacionar los rendimientos en maíz con el P extraído por varios métodos utilizados en el Laboratorio y d) averiguar los cambios químicos del suelo, especialmente los de pH y contenido de Ca producidos por la adición de fertilizantes y enmiendas y por el prolongado número de cosechas.

## MATERIALES Y METODOS

### Localización:

El experimento se estableció en el lote 2 de la Sub-Estación Agropecuaria Experimental "La Selva" situada en Rionegro (Antioquia). Esta se encuentra a 2.100 m.s.n.m., y la región presenta una precipitación y una temperatura media anual de 1.800 mm. y 18°C., respectivamente. El suelo solamente había sido explotado con pastos naturales.

### Diseño experimental y tratamientos:

Se utilizaron 18 tratamientos en un diseño experimental de bloques al azar con 4 repeticiones, los cuales se presentan en la Tabla 1. Los tratamientos del 1 al 9 están arreglados en diseño factorial 3 x 3. Tres dosis de P: 0-100 y 200 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. y tres dosis de cal: 0-5 y 10 Ton./Ha.

Los tratamientos del 10 al 12 se establecieron con el fin de medir el efecto de N, K y la materia orgánica. Los tratamientos del 13 al 18, se establecieron con el fin de medir el efecto residual de P, pues solamente se aplicó este elemento durante los años impares, o sea en 1961, 63, 65 y 67 ya que el experimento se inició en 1961.

### Tamaño de parcela y método de siembra:

Cada parcela estaba formada por 4 surcos distanciados 92 cm. entre sí y se cosecharon los dos surcos centrales de 7 m. de largo cada uno. La siembra de maíz se hizo colocando 5 granos por sitio a una distancia de 50 cm. Cuando el maíz tenía aproximadamente 20 cm. de alto se raleó para dejar dos plantas por sitio. Los residuos de la cosecha, se incorporaron al suelo.

### Variedades:

Se usaron la variedad de maíz mejorada Ant. 439 y el híbrido D.H-451. Para los cálculos de rendimiento se llevó el grano de maíz al 15% de humedad.

### Forma y época de aplicación del fertilizante:

La cal se aplicó una sola vez y toda en el primer año, 30 días antes de la siembra. La mitad del N junto con el P y el K se aplicaron al tiempo de la siembra; la otra mitad del N cuando el maíz tenía 1 m. de altura. Los fertilizantes se aplicaron en banda 5 cm., al lado y 5 cm. debajo de la semilla. La dosis de 75 Kg. de N/Ha en los últimos tres años, 1966, 67, 68 se cambió por 100 Kg. de N/Ha.

### Fuentes de fertilizantes:

Los materiales usados como fuentes de fertilizantes fueron: cal agrícola impalpable del 78.3% de  $CaCO_3$ ; sulfonitrato de amonio del 26% de N, en las dos primeras cosechas y urea del 45% de N, en las restantes; superfosfato triple del 45% de  $P_2O_5$  y cloruro de potasio del 60% de  $K_2O$ .

Como fuente de materia orgánica se utilizó estiércol de gallina (gallinaza). El análisis de este producto señaló en promedio un contenido de N,  $P_2O_5$  y  $K_2O$  de: 2,42; 6,60 y 1,53%, respectivamente.

### Otros datos tomados durante el experimento:

Al tiempo de la cosecha de 1962, se contó el número de mazorcas por parcela y se determinó el peso promedio de cada una. Para averiguar el efecto de los distintos tratamientos sobre la población se contó esta al tiempo de la germinación y de la cosecha. En este mismo año cuando el maíz principiaba a florecer, se tomaron de plantas sembradas en cada parcela, hojas completas de la opuesta al filote y próximas a éste. En estas hojas se efectuaron determinaciones de N, P, K, Ca y Mg. Para análisis químico antes de la última siembra en Enero de 1968, se tomaron muestras de suelo en parcelas correspondientes a los 10 tratamien-

tos. Los resultados obtenidos se analizaron estadísticamente.

#### Métodos usados en el Laboratorio:

Los análisis de suelos se hicieron en el Laboratorio de Suelos del Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias "Palmira" y los de tejidos en el Laboratorio de Suelos del Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias "Tibaitatá". Los análisis de suelos se hicieron siguiendo los métodos descritos por Marín (8). Los análisis de tejidos se hicieron para N y K por los métodos descritos por Lott (7), para el Mg por el método de Young (16) y para Ca por un método en donde se utiliza un espectrofotómetro de adsorción atómica (10).

La extracción del P del suelo se hizo por 5 métodos diferentes: 1) Bray I (2), cuya solución extractora es una mezcla de  $\text{NH}_4\text{F}$  0.03 N y  $\text{HCl}$  0.025 N; 2) Bray II (2), en el cual la solución extractora es similar a la anterior, pero con  $\text{HCl}$  0.1 N; 3) Truog (15), en el cual se usa una solución extractora de  $\text{H}_2\text{SO}_4$  0.02 N taponada a pH 3 con  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ; ó  $\text{K}_2\text{SO}_4$ ; 4) Carolina del Norte (5), en el cual se utiliza una mezcla de  $\text{HCl}$  0.05 N +  $\text{H}_2\text{SO}_4$  0.02 N; 5) Olsen (9), en el cual se emplea una solución 0.5 N de  $\text{NaHCO}_3$  a un pH de 8.5.

### RESULTADOS

#### Efecto de las aplicaciones de cal:

Un resumen de los promedios en Ton./Ha. de la producción de maíz obtenidos durante los 8 años se presentan en la Tabla 2. El efecto de la cal es más notorio en donde no se aplicó P y se observa un menor incremento de la producción cuando se aplicaron 100 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha. En las parcelas donde se aplicaron 200 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha. la cal no tuvo ningún efecto apreciable. Aparentemente no se justifica hacer aplicaciones que excedan a las 5 Ton. de cal/Ha.

#### Efecto de la aplicación de P:

Los promedios de rendimiento obtenidos en los 8 años se presentan también en la Tabla 2. Considerando las dosis de P y cada dosis de cal por separado, se observa que, por lo general, la mayor parte de la producción de maíz se obtuvo cuando se agregaron 200 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha.

En la Tabla 3 se pueden observar los rendimientos obtenidos de maíz en la primera cosecha de 1961. En este caso se utilizaron 4 dosis de  $\text{P}_2\text{O}_5$ : 0, 100, y 400 Kg./Ha. Los resultados obtenidos indican que una aplicación de P creciente da como consecuencia una producción cada vez mayor. Las diferencias obtenidas entre los promedios fueron estadísticamente sig-

nificativas, siendo la diferencia entre las dosis de 200 y 400 Kg. de 630 Kg./Ha. de maíz.

Aun cuando aquí no se presentan los datos generales, se pudo observar que en las últimas 4 cosechas las producciones de maíz obtenidas con 100 y con 200 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha son muy semejantes entre sí. Se observa también que aparentemente, con dosis altas de P (400) no vale la pena hacer aplicaciones de cal.

#### Efecto residual del P:

Por medio de los resultados de 9 de los tratamientos: 1, 4 y 7 que no recibieron P y del 13 al 18 que únicamente recibieron P en los años impares (Tabla 1), se puede observar el efecto residual del P. En las fertilizaciones efectuadas en los años 1962, 64, 66 y 68 no se aplicó P. Los resultados de estos años se pueden comparar con aquellos de las parcelas testigos. Resultados obtenidos en 1962 y 1968 con estos tratamientos se presentan en las Tablas 4 y 5.

Considerando los promedios de las dosis de P, sin tener en cuenta las dosis de cal se puede observar que en el año de 1962 (Tabla 4), la menor producción se obtuvo con los tratamientos donde no se había aplicado P (0,99 t.), seguido de las parcelas que habían recibido 200 Kg. (1,99 ton.). Las parcelas que habían recibido 400 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$  produjeron en promedio 2,58 Ton./Ha. Las diferencias entre los tres tratamientos fueron estadísticamente significativas.

En general se obtuvieron resultados análogos con las cosechas de 1964, 66 y 68. En la cosecha del año 1968 (Tabla 5), la menor producción se obtuvo en las parcelas que no habían recibido P (0,78 Ton.), le siguen aquellas que habían recibido un total de 800 Kg. de P (3,28 Ton.) y luego las que habían recibido un total de 1.600 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha. (4,07 Ton.). Las diferencias entre los tres tratamientos fueron estadísticamente significativas.

Dentro de ciertos límites se puede decir que el maíz aprovechó mejor el P residual en presencia de cal. Teniendo en cuenta una misma dosis de P (800 ó 1.600 Kg.) se observa que la producción de maíz aumentó con la aplicación de 5 Ton. de cal/Ha.

#### Efecto de dos formas de aplicación de P:

En la Tabla 6, se presenta un resumen de los resultados obtenidos en 8 cosechas cuando se aplicaron 200 y 400 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha. repartidos en dos años o en un solo año. Los promedios obtenidos con la dosis de 200 Kg. de  $\text{P}_2\text{O}_5$ /Ha, muestran que los rendimientos fueron ligeramente mayores cuando se aplicaron repar-

tidos anualmente en dosis de 100 Kg. que cuando se aplicaron cada dos años. Los promedios obtenidos con la dosis de 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha, muestran resultados semejantes a los anteriores.

#### Efecto del K:

Si se compara en la Tabla 7, el tratamiento completo (Nº 9) con aquel sin K (Nº 11) se observa que en las parcelas donde no se añadió K, la producción de maíz disminuyó progresivamente a medida que aumentaban el número de cosechas. En los últimos 5 años las diferencias para estos dos tratamientos oscilaron entre 1,59 y 3,89 Ton. de maíz/Ha. En todos los casos estas diferencias fueron estadísticamente significativas.

#### Efecto de la materia orgánica:

También en la Tabla 7 se puede comparar el tratamiento completo (Nº 9) con el tratamiento completo mas materia orgánica (Nº 12). Aquí se puede observar un ligero incremento en la producción cuando se aplicó materia orgánica. En 1961, el aumento debido a la adición de la materia orgánica fue de 1,00 Ton./Ha. siendo esta la única diferencia estadísticamente significativa.

#### Análisis químico del suelo:

En la Tabla 8, se presentan los análisis químicos obtenidos en muestras de suelos tomadas en las parcelas que tuvieron los 9 tratamientos del factorial, tres dosis de P por tres dosis de cal. Los resultados obtenidos indican que:

1. Cuando se hacen aplicaciones de P al suelo: a) la cantidad de este elemento varía; a mayor cantidad de P aplicado al suelo mayor cantidad extraída; sin embargo, como era de esperarse, dentro de un mismo tratamiento la cantidad extraída varía de acuerdo al método de extracción usado.

La solución extractora de Carolina del Norte (C. N.) no presentó variaciones apreciables para las diferentes aplicaciones de P. En los otros 4 métodos: Bray I, Bray II, Truog y Olsen, si se presentaron variaciones y las diferencias fueron estadísticamente significativas. b) El pH y las cantidades de Ca intercambiable aumentaron, mientras que el Al intercambiable disminuyó. Sin embargo, las diferencias obtenidas por las aplicaciones de P para estos 3 factores generalmente fueron muy pequeñas.

2. Con las aplicaciones de cal: a) el contenido

de P extraído por los 5 métodos varió muy poco. Las variaciones no fueron estadísticamente significativas. b) El pH y la cantidad de Ca intercambiable aumentaron. Como era de esperarse, a mayor cantidad de cal aplicada mayor pH y mayor cantidad de Ca. Las diferencias fueron generalmente significativas. c) El Al intercambiable disminuyó mientras mayor era la cantidad de cal aplicada. Las diferencias fueron estadísticamente significativas. d) Ni la cantidad de K ni la de Mg intercambiable, variaron debido a las aplicaciones de cal. El promedio de Mg fue de 0,70 m.e./100 gr. de suelo.

3. En las parcelas que recibieron el tratamiento completo (Nº 9) la cantidad de K intercambiable fue de 0,23 m.e./100 gr. de suelo y la cantidad de materia orgánica fue de 22,8%. En el tratamiento completo sin K (Nº 11) fue de 0,11 m.e./100 gr. de suelo. La diferencia con el completo fue estadísticamente significativa. En el tratamiento completo mas materia orgánica ésta fue de 22,5%. Las diferencias con el completo fueron muy pequeñas y no significativas.

#### Análisis de tejidos:

Los análisis de tejidos tal como se pueden apreciar en la Tabla 9 indicaron que: a) aplicaciones de N, P ó cal no hicieron variar apreciablemente el contenido de estos nutrientes en las hojas; b) la aplicación de K o cal aparentemente influyó en un aumento del contenido de K en las hojas.

Si se compara el tratamiento completo (Nº 9) con el tratamiento completo sin K (Nº 11), se observa una disminución de 0,7% de K; esta diferencia es estadísticamente significativa. Comparando la producción obtenida en el año de 1962 (Tabla 7) y los análisis de hojas, se observa que, en los casos donde el análisis presenta contenidos de K del 1%, esta cantidad puede indicar un valor limitante para la producción de maíz. c) El contenido de Mg varió apreciablemente cuando no se hicieron aplicaciones de P ó K. Disminuyó cuando no se aplicó P y aumentó cuando no se aplicó K. El tratamiento completo (Nº 9) dió 0,19% de Mg; el tratamiento completo sin P, 0,11% de Mg y el tratamiento completo sin K, 0,27% de Mg. Las diferencias fueron estadísticamente significativas.

#### Número y peso de las mazorcas:

El número de las mazorcas varió con los tratamientos. El mayor número se obtuvo con el tratamiento completo (Nº 9) y el menor con el tratamiento completo menos P (Nº 7). La diferencia, 11 mazorcas, es estadísticamente sig-



Figura 1.— La parcela de la izquierda muestra maíz que no recibió fertilizante. La parcela de la derecha recibió 75, 200 y 75 Kg. de N, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y K<sub>2</sub>O/Ha. respectivamente. Además recibió 10 Ton. de Ca/Ha.

nificativa. El mismo caso se presentó cuando se compararon los tratamientos respecto al peso de las mazorcas. La diferencia de 72 gr. entre el tratamiento N° 9 y el N° 7 fue estadísticamente significativa. Las diferencias para producciones de maíz entre estos dos tratamientos también fueron estadísticamente significativas (Tabla 10). Igual comparación se puede hacer entre el tratamiento completo y el tratamiento en donde se aplicaron solamente 100 Kg. de P (N° 8). El tratamiento completo dió una mayor producción, mayor número de mazorcas y mayor peso de las mismas (Tabla 10 y Figura 1); las diferencias fueron estadísticamente significativas. Si se compara el tratamiento completo (N° 9) con los tratamientos completos sin N, K y cal, se observa poca variación tanto en la producción como en el número de mazorcas y en el peso de las mismas. Las diferencias obtenidas para la comparación de estos tratamientos no fueron estadísticamente significativas.

#### DISCUSION

De las tres dosis de cal ensayadas 0, 5 y 10 Ton./Ha., las mejores producciones de maíz se

obtuvieron cuando se agregaron 5 Ton./Ha. Para este cultivo parece que una aplicación de 10 Ton./Ha. no se justifica y posiblemente la aplicación de 5 Ton./Ha. puede ser aún muy alta (Tablas 2 y 3). Es importante anotar aquí que con las aplicaciones de cal no se pretendió modificar apreciablemente el pH del suelo, pues estudios de Correa (3), indican que este suelo posee una alta capacidad amortiguadora. Únicamente se trató de neutralizar un alto porcentaje del A1 intercambiable. Estos suelos tienen aproximadamente 2 m.e. de A1 intercambiable por 100 gr. de suelo y cada uno de estos m.e. teóricamente se puede neutralizar con 1.000 Kg. de CaCO<sub>3</sub>/Ha. Por los datos analíticos encontrados parece que se logra un buen efecto en el rendimiento con solo reducir más o menos en un 50% el A1 intercambiable.

De las tres dosis de P ensayadas 0, 100 y 200 Kg. de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ha. los mayores rendimientos de maíz se obtuvieron cuando se agregaron 200 Kg. de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ha. (Tabla 2). De acuerdo con los resultados obtenidos, cuando el suelo va a ser cultivado por primera vez aparentemente no se puede sembrar maíz sin hacer aplicaciones de

**P, y posiblemente es justificable hacer una aplicación de 200 a 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. (Tabla 4).**

Sumando las sucesivas aplicaciones de P al suelo, se observa que se aplicaron en total dosis de: 0, 200, 400, 800 y 1.600 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. (Tablas 4 y 5). Si se comparan los rendimientos obtenidos en el último año (1968), entre 800 y 1.600 Kg. se observa un efecto residual muy marcado por la aplicación de 1.600 Kg. tal como puede verse en la Tabla 5. También se puede observar que la aplicación de cal parece inducir una mayor disponibilidad del P del suelo.

Dos de las dosis de P utilizadas, 200 y 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha, fueron aplicadas en dos formas: en una se aplicaron estas dosis repartidas en dos años, la mitad en el primero y el resto en el siguiente, en la otra se aplicó cada una de estas dosis en un mismo año, y al año siguiente se sembró sin hacer ninguna aplicación. Cuando se usó este último método se observó que, en el año que se aplicaba el P la producción era alta, pero al año siguiente la producción era muy baja. Al final del experimento se pudo detectar una ligera disminución de rendimientos cuando se utilizó esta forma de aplicación (Tabla 6).

Las aplicaciones de N, a razón de 75 Kg./Ha. mostraron poco efecto en el rendimiento de las tres primeras cosechas. En las últimas cosechas, incluyendo aquellos tratamientos en los cuales se le varió el N de 75 a 100 Kg./Ha. los efectos en el incremento de los rendimientos fueron muy marcados, tal como se puede apreciar en la Tabla 7. Posiblemente en las primeras cosechas el N no es un elemento limitante debido, entre otras cosas, a una producción aceptable de nitratos en el suelo.

Las aplicaciones de K a razón de 75 Kg./Ha. de  $K_2O$ , aumentan notablemente los rendimientos. Las respuestas a este elemento son tan marcadas que prácticamente no sería aconsejable sembrar maíz sin hacer aplicaciones de K (Tabla 7).

Posiblemente, la cal agregada en la cantidad de 10 Ton./Ha. influyó en la disponibilidad del K del suelo para las plantas de maíz, aunque este parece estar en cantidades adecuadas.

Las aplicaciones de materia orgánica, a razón de 4 Ton./Ha. aparentemente fueron beneficiosas para la producción. En promedio la producción aumentó en 700 Kg. de maíz/Ha. La adición del material en mención puede hacerse siempre y cuando el precio del maíz producido compense los gastos que implican esta aplicación. Puesto que los suelos son altos en materia

orgánica y ésta se aplicó junto con el N, P, K y la cal, posiblemente los aumentos en la producción del maíz se deben entre muchas otras cosas, a que este material, puede ser portador de uno o de varios elementos menores en los cuales probablemente es deficiente este suelo. También, este aumento en la producción puede deberse a que tal material ayuda a conservar mejor la humedad del suelo y posiblemente incrementa la actividad microbiana del mismo.

De los cinco métodos usados en la extracción de P, los que más mostraron diferencias debidas al P aplicado en el campo fueron los métodos de Bray II, Truog y Olsen. Teniendo en cuenta la escala dada por el Laboratorio de Suelos del Instituto Colombiano Agropecuario (ICA), para recomendaciones de P, Truog y Olsen parecen ser los más apropiados (Tabla 8). Según las tablas de recomendación de fertilizantes del ICA, para sembrar maíz en estos suelos se debe aplicar P, y esto concuerda con la respuesta a P obtenida en el maíz en la última cosecha.

El pH, la cantidad de Ca y el Al intercambiable, variaron con las aplicaciones de cal. Como era de esperarse, el pH y el Ca aumentaron, el Al disminuyó. Aplicaciones de P sin cal también modificaron en el mismo sentido que la cal, el pH, Ca y Al. Estas modificaciones no fueron realmente apreciables. El K intercambiable aumentó en el suelo, cuando este fue aplicado. Según la escala de niveles críticos del Laboratorio de Suelos del ICA, de un contenido bajo (0.11 m.e. en 100 gr. de suelo) pasó a medio (0.23 m.e. en 100 gr. de suelo) cuando se añadió K al suelo.

Las aplicaciones de materia orgánica en la proporción de 4 Ton./Ha. cada año como era de esperarse, no hicieron variar el contenido de ésta en el suelo ni la capacidad de intercambio catiónico del mismo.

Los diferentes tratamientos usados, hicieron variar muy poco el contenido de N, P y Ca en las hojas de maíz. Los contenidos de K y Mg, sí variaron con algunos de los tratamientos. La producción de maíz en las parcelas donde se aplicó K fue muy baja y el contenido de este elemento en las hojas fue del 1%. Posiblemente, cerca de este porcentaje se encuentra el valor crítico para el contenido de K en las hojas de maíz que se cultiva en estos suelos.

El contenido de Mg en las hojas varió con las aplicaciones de P y K. Aumentó cuando se aplicó P y disminuyó cuando se aplicó K. La disminución de Mg en las hojas con las aplicaciones de K posiblemente se debe al antagonismo iónico existente entre estos dos elementos. Estos resultados concuerdan con las aprecia-



ciones de Russell y Russell (14), quienes señalan que cuando se aplica un fertilizante potásico al suelo se aumenta la concentración del K en las hojas y disminuye la del Mg.

El número y el peso de las mazorcas varió con los diferentes tratamientos. Los tratamientos de una gran producción tuvieron el mayor número de mazorcas y más peso de las mismas. Aparentemente, en estos suelos cuando se trata de una misma variedad de maíz, el número de mazorcas y el peso de las mismas depende de la fertilización. A una mayor fertilización, mayor producción, más número de mazorcas y superior el peso de las mismas.

### CONCLUSIONES

Este experimento se diseñó especialmente con el propósito de observar el efecto que, sobre los rendimientos de maíz, producen las aplicaciones de materia orgánica, N, P, K, y cal en suelos derivados de cenizas volcánicas. El experimento se sembró consecutivamente por 8 años, durante los cuales se hicieron 8 cosechas de maíz.

Después de la tercera cosecha, se encontraron muy buenas respuestas a las aplicaciones de N, siempre y cuando este se adicione con cantidades adecuadas de K, P y cal. Se considera que en un suelo que ha sido cultivado por más de tres años, se pueden obtener buenas producciones de maíz con aplicaciones de 75 Kg./Ha. de este elemento. Teniendo en cuenta la facilidad con que se lixivia el N, aparentemente una buena práctica es repartirlo en dos aplicaciones, una tercera parte al tiempo de la misma y las dos terceras partes restantes cuando el maíz tenga 80 cm. de altura.

Las aplicaciones de K, en la proporción de 75 Kg. de  $K_2O$ /Ha, dieron muy buenos resultados en todas las siembras; las producciones de maíz en algunos años, fueron casi nulas probablemente debido en parte a la falta de aplicación de este elemento. La relativamente baja cantidad de este elemento en el suelo y posiblemente la cal aplicada en la proporción de 10 Ton./Ha. influyeron en la respuesta del maíz a las aplicaciones de K. Se considera que es conveniente aplicar este elemento en cantidades cercanas a 75 Kg. de  $K_2O$ /Ha.

De las tres dosis de cal aplicadas: 0, 5 y 10 Ton./Ha., la segunda produjo los mejores rendimientos y posiblemente aplicaciones menores de 5 Ton./Ha. sean suficientes para obtener una buena producción de maíz.

Las aplicaciones de materia orgánica a razón de 4 Ton./Ha. fueron benéficas para la pro-

ducción de maíz. En promedio los rendimientos aumentaron en 700 Kg./Ha. La adición de este material se puede hacer siempre y cuando el precio del maíz compense los gastos de aplicación.

En la primera siembra de maíz se probaron dosis de P en la proporción de: 0, 100, 200 y 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. La mejor producción se obtuvo con la dosis de 400 Kg. Posiblemente, cuando por primera vez se siembra maíz en un suelo virgen, la aplicación de P más conveniente sería la de 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. Si el terreno ya ha sido fertilizado con más de 400 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha, y enalado debidamente, parece que es suficiente una aplicación para la siguiente siembra de 100 a 150 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha.

Antes de la última cosecha se tomaron muestras de suelos y se efectuaron análisis de K, Ca, Mg y Al intercambiables, capacidad de intercambio catiónico, contenido de materia orgánica y P extraído por 5 métodos. Los métodos usados para extraer el P fueron Carolina del Norte C. N.) Bray I, Bray II, Truog y Olsen. Para los últimos 4 métodos se encontró una buena correlación entre los valores de P extraído y los rendimientos del cultivo. Parece que los métodos más apropiados para estos suelos son los de Bray II y Truog, porque mostraron variaciones notables de P con las diferentes cantidades aplicadas al suelo. Según la respuesta al P que se obtuvo en la última cosecha, los dos métodos están de acuerdo con la escala de valores críticos que tiene el Laboratorio de Suelos del ICA para hacer recomendaciones de este elemento.

Las aplicaciones de superfosfato triple y cal, como era de esperarse, aumentaron el pH y la cantidad de Ca intercambiables en el suelo, y disminuyeron el Al intercambiable. La aplicación de 28 Ton. de materia orgánica por Ha. en el término de 7 años, no hicieron variar apreciablemente el contenido de ésta en el suelo. El K intercambiable en el suelo aumentó con las aplicaciones de cloruro de potasio. Según la escala dada por el Laboratorio de Suelos del ICA para hacer recomendaciones de K, de un contenido bajo original de este elemento pasó a un contenido medio con la adición del fertilizante.

Los análisis efectuados en las hojas de maíz para N, P, K, Ca y Mg indicaron que los tratamientos usados tuvieron poco efecto en la variación del porcentaje de estos elementos en la planta, exceptuando el K y el Mg. En el tratamiento sin K, la producción fue relativamente baja y el contenido de este elemento en el tejido se encontraba alrededor del 1%. Posiblemente este valor puede estar muy cerca a la

concentración crítica del K en las hojas. En el tratamiento sin P el contenido de Mg en las hojas fue de 0.11%. En este caso se presentaron en el cultivo síntomas típicos de la deficiencia de Mg.

Considerando la misma variedad de maíz, el número y el peso de las mazorcas variaron con los tratamientos. Aquellos más altamente fertilizados, sobre todo en el caso del P, dieron los más altos rendimientos, obteniéndose también el mayor número y peso de mazorcas.

#### RESUMEN

Los suelos negros de Antioquia, derivados

de cenizas volcánicas, sembrados con maíz durante 8 años consecutivos, comenzaron a mostrar deficiencias de N después de la tercera cosecha. Aplicaciones divididas de 75 Kg. de N/Ha producen incrementos apreciables en los rendimientos. El maíz sembrado en estos suelos presenta respuestas inmediatas a las aplicaciones de cal (5 Ton./Ha.), materia orgánica (4 Ton./Ha.), potasio (75 Kg.  $K_2O$ /Ha.) y fósforo, siendo suficiente la aplicación inicial de dosis altas de este último elemento (400 Kg.  $P_2O_5$ /Ha) para luego continuar con unos 100 Kg. de  $P_2O_5$ /Ha. en las siembras siguientes. En algunos casos se encontraron correlaciones aceptables entre los rendimientos del cultivo y los resultados analíticos de suelos y tejidos.

**TABLA 1. Tratamientos utilizados en los ensayos de fertilización de maíz en suelo negro de Antioquia.**

Nº	Kg./Ha. de:			Ton./Ha. Cal*
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	
1	75	0	75	0
2	75	100	75	0
3	75	200	75	0
4	75	0	75	5
5	75	100	75	5
6	75	200	75	5
7	75	0	75	10
8	75	100	75	10
9	75	200	75	10
10	0	200	75	10
11	75	200	0	10
12	75	200	75	10 +MO
13	75	200	75	0
14	75	200	75	5
15	75	200	75	10
16	75	400	75	0
17	75	400	75	5
18	75	400	75	10

\* La cal se aplicó solamente una vez antes de iniciarse el experimento. En los tratamientos 13, 14, 15, 16, 17 y 18 el fósforo se aplicó solamente cada dos años.

M. O. = Materia orgánica (estiércol de gallina).

**TABLA 2. Influencia del fósforo y de la cal en la producción del maíz (Ton./Ha.) en un suelo negro. Promedio de 8 cosechas.**

Cal Ton./Ha.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Kg./Ha.			Promedio
	0	100	200	
0	0.31	3.07	3.73	2.37
5	1.06	3.56	3.77	2.80
10	0.86	3.54	3.82	2.79
Promedio	0.74	3.39	3.77	

D.M.S. 5% tratamiento = 0.56

D.M.S. 5% promedio cal y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.32

**TABLA 3. Influencia del fósforo y de la cal en la producción del maíz (Ton./Ha.) en un suelo negro. Primera cosecha, promedio de 4 repeticiones.**

Cal Ton./Ha.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Kg./Ha.				Promedio
	0	100	200	400	
0	0.08	2.60	3.03	3.91	2.40
5	0.68	3.03	3.50	3.77	2.74
10	0.35	2.68	3.19	3.94	2.54
Promedio	0.37	2.77	3.24	3.87	

D.M.S. 5% tratamiento = 0.65

D.M.S. 5% promedio dosis de P = 0.36

**TABLA 4.** Efecto residual del P en los rendimientos de maíz (Ton./Ha.). Cosecha de 1962. Promedio de 4 replicaciones.

Cal Ton./Ha.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Kg./Ha.			Promedio
	0	200*	400*	
0	0.65	1.87	2.59	2.27
5	1.16	1.86	2.32	1.78
10	1.17	2.24	2.84	2.08
Promedio	0.99	1.99	2.58	

D.M.S. 5% Promedio de P y Cal = 0.21

\* No se aplicó P en esta siembra. El P indicado en la tabla corresponde a las aplicaciones acumuladas y efectuadas durante los años impares anteriores.

**TABLA 5.** Efecto residual del P en los rendimientos de maíz (Ton./Ha.). Cosecha de 1968. Promedio de 4 replicaciones.

Cal Ton./Ha.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Kg./Ha.			Promedio
	0	800*	1.600*	
0	0.11	2.65	3.78	2.18
5	1.26	3.66	4.40	3.10
10	0.98	3.54	4.02	2.84
Promedio	0.78	3.28	4.07	

D.M.S. 5% Promedio de P y Cal = 0.33

\* No se aplicó P en esta siembra. El P indicado en la tabla corresponde a las aplicaciones acumuladas y efectuadas durante los años impares anteriores.

**TABLA 6.** Efecto de dos formas de aplicación de P en los rendimientos de maíz (Ton./Ha.). Promedio de 8 cosechas.

TRATAMIENTOS	Cal Ton./Ha.			Promedio
	0	5	10	
200 Kg. de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> repartidos en dos años . . . . .	3.07	3.56	3.54	3.39
200 Kg. de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> aplicados en un año . . . . .	3.21	3.14	3.42	3.25
400 Kg. de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> repartidos en dos años . . . . .	3.73	3.77	3.82	3.77
400 Kg. de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> aplicados en un año . . . . .	3.50	3.88	3.70	3.69

**TABLA 7.** Influencia del N, K y de la materia orgánica (M.O.) en los rendimientos de maíz (Ton./Ha.) en un suelo negro. Los resultados son promedios de 4 replicaciones.

Nº	Kg./Ha. de:				Años cada uno representa una cosecha							
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Cal	1961	1962	1963	1964	1965	1966*	1967*	1968*
9	75	200	75	10	3.19	3.24	3.94	3.29	3.24	5.09	3.80	4.78
10	0	200	75	10	3.05	3.10	3.60	2.60	2.30	2.87	0.99	2.27
11	75	200	0	10	2.62	2.73	2.42	1.70	0.96	1.11	0.95	0.99
12	75	200	75	10+MO	4.19	3.48	3.87	3.94	3.42	5.84	3.58	5.48
D. M. S. 5%					0.65	0.59	0.78	0.52	0.76	1.04	1.21	0.78

\* En los últimos tres años (1966, 67 68) se cambió la dosis de N de 75 a 100 Kg./Ha.

**TABLA 8. Influencia de las aplicaciones de P y Cal en algunas propiedades químicas de un suelo negro. Cada cifra representa el promedio de 4 repeticiones; las muestras se tomaron antes de la última siembra, Enero 1968.**

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> Kg./Ha.	Cal		P partes por millón				pH	m.e./100 g. de suelo	
	Ton./Ha.	Bray I	Bray II	Truog	Olsen	C.N.		Al	Ca
0	0	1.1	2.0	2.1	15.5	4.9	4.9	1.89	1.37
0	5	1.3	1.9	2.3	22.9	5.1	5.4	1.08	3.68
0	10	1.2	1.8	1.9	20.7	5.8	5.6	0.53	6.71
Promedio		1.2	1.9	2.1	19.7	5.3	5.3	1.16	3.92
100	0	1.9	4.5	7.1	33.7	5.1	5.3	1.30	2.94
100	5	1.7	3.2	4.5	27.2	5.1	5.5	0.73	5.25
100	10	1.5	3.0	4.2	29.7	5.3	5.7	0.45	6.86
Promedio		1.7	3.6	5.3	30.2	5.2	5.5	0.84	5.02
200	0	2.5	7.9	12.5	47.5	5.8	5.3	1.53	2.94
200	5	2.3	6.1	9.5	38.3	5.5	5.5	0.81	5.04
200	10	3.3	10.4	15.0	47.3	4.9	5.6	0.32	8.09
Promedio		2.7	8.1	12.3	44.4	5.4	5.5	0.89	5.36
D.M.S. 5% Trat.		0.9	4.6	6.6	15.6	N.S.	0.2	0.38	1.46
D.M.S. 5% Prom.		0.5	2.6	3.8	9.0	N.S.	0.1	0.22	0.84
D.M.S. 5% Prom. Ca		N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	0.1	0.22	0.84

**TABLA 9.** Contenido de N, P, K, Ca, y Mg en las hojas de maíz, sembrado en un suelo negro con diferentes tratamientos de N, P, K y Cal. El contenido es en % de Materia Seca.

Nº	Kg./Ha. de: Cal				Por ciento de:				
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Ton./Ha.	N	P	K	Ca	Mg
7	75	0	75	10	2.2	0.16	2.0	0.51	0.11
8	75	100	75	10	2.2	0.14	1.8	0.60	0.19
9	75	200	75	10	2.2	0.16	1.7	0.60	0.19
10	0	200	75	10	2.2	0.14	1.6	0.58	0.19
11	75	200	0	10	2.3	0.15	1.0	0.69	0.27
3	75	200	75	0	2.1	0.12	1.0	0.60	0.17
D.M.S. 5%					N.S.	N.S.	0.2	N.S.	0.07

**TABLA 10.** Influencia de las aplicaciones de N, P, K, Cal y Materia Orgánica en el rendimiento, número y peso de mazorcas. Cosecha 1962.

Nº	Kg./Ha. de:			Ton./Ha.	Maíz	Nº Mazorca	Peso gr.
	N	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Cal	Ton./Ha.	Parcela	Mazorca
7	75	0	75	10	1.17	22	95
8	75	100	75	10	2.31	27	141
9	75	200	75	10	3.24	33	167
10	0	200	75	10	3.10	32	159
11	75	200	0	10	2.73	29	155
3	75	200	75	0	3.05	32	156
D. M. S. 5%					0.59	6	24

## BIBLIOGRAFIA

1. ANONIMO. Distribución de los predios rurales de Antioquia según su tamaño. Medellín. Gobernación de Antioquia. Oficina de Planeación. 128 p. 1962.
2. BRAY, R. H., and Kurts L. T. Determination of total organic and available forms of phosphorus in soil. *Soil Sci.* 59: 39-45. 1945.
3. CORREA, V. J. Requerimientos de la cal en los suelos orgánicos de "La Seiva", Rionegro (Antioquia). *Agricultura Tropical* 14 (12). 1958.
4. FERNANDEZ, F. y M. SANTA. Estudio general de suelos del Oriente Antioqueño. Bogotá, D. E. Instituto Agustín Codazzi. Departamento Agro ógico. p. 1-63. 1964.
5. FITTS, J. W., J. J. HANWAC, L. T. KARDOS, W. T. GEORGE, L. A. DEAN and J. F. REED. Soil test compared with field, green house laboratory results, North Carolina. *Agr. Exp. Sta. Tech. Pull.* 121: 1-36.
6. LEON, S. A. Estudios químicos y mineralógicos de 10 suelos Colombianos. *Agricultura Tropical* 8: 442-451. 1964.
7. LOTT, W. L., J. P. NERY, J. R. GALLO and J. C. MEDCALF. Leaf analysis technique in coffee Research. *I BEC. Institute Bull* 9: 24-26. 1956.
8. MARIN, M. G. Algunos aspectos del análisis de suelos. II. Tipo de análisis y procedimientos. *Agricultura Tropical* 22: 255-262. 1966.
9. OLSEN, S. R. y C. V. COLE. Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate. Washington D. C. (Cir. 939). 1954.
10. PLANT TISSUE ANALYSIS FOR CALCIUM. In: *Analytical methods for atomic absorption spectrophotometry.* Rev. September. 1968.
11. RODRIGUEZ, J. M., G. B. BAIRD y J. CORREA. Fertilización de la papa en Antioquia. Bogotá, D. E. Ministerio de Agricultura. Oficina de Investigaciones especiales. 21 p. 1960. (Bolet. Técnico Nº 5).
12. ————. Informe anual de la sección de Suelos del Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias "Tullo Ospina", Medellín. p. 28-29 (Inédito). 1960.
13. ————, J. LOTERO C. Respuesta de la lechuga romana y la alfalfa a fuentes y dosis de P y cal en un suelo orgánico de Antioquia. *Revista ICA.* p: 135-152. 1967.
14. RUSSELL, E. J. y E. W. RUSSELL. Las condiciones del suelo y el desarrollo de las plantas. Traducción 8a. Edición Inglesa por G. González G. Aguilar Madrid p. 770. 1954.
15. TRUOG, E. The determination of readily available phosphorus of soil. *Jour Am. Agron.* 22: 874-882. 1930.
16. YOUNG, H. Y. and R. F. GILL. Determination of magnesium in plant tissue with thiazol yellow. *Analytical chemistry.* 23: 751-754. 1951.





# EVALUACION DE LAS CONDICIONES DE FERTILIDAD DE LOS SUELOS VOLCANICOS EN ZONAS DE AREQUIPA Y AYACUCHO, EN EL PERU

Manuel Arca Bielick

## INTRODUCCION

La extensión geográfica del Perú que comprende suelos derivados de cenizas volcánicas se estima en 18 millones de hectáreas (Zamora, 1969), cuya potencialidad productiva está sujeta a la influencia de factores climáticos y topográficos. Al presente, alrededor del 75 por ciento de dichos suelos están dedicados a una actividad pecuaria extensiva, considerándose que solo el 6 por ciento de dicha superficie total podría eventualmente incorporarse a la actividad agrícola de carácter intensivo. Lamentablemente existen serios factores limitantes para cumplir este propósito, siendo uno de los más importantes el alto costo que representa el dotar dichos suelos de una adecuada disponibilidad de agua de riego, en las zonas con las condiciones climáticas más favorables.

Sin embargo, en la actualidad se están realizando esfuerzos para aumentar el área de cultivo en el país, existiendo proyectos de riego aplicables precisamente a extensas zonas en el Sur del país, gran parte de las cuales están cubiertas por materiales de origen volcánico. Por lo tanto, reviste especial importancia, un mejor conocimiento de las propiedades de los suelos volcánicos, a fin de poder determinar sus posibilidades de uso y la naturaleza de los problemas que su manejo debe enfrentar.

En el presente se hace un estudio comparativo de dos diferentes zonas de suelos volcánicos, una situada en el Departamento de Arequipa y la otra en el Departamento de Ayacucho, en el Perú, con el objetivo de establecer en forma preliminar la posible significación de sus propiedades.

## CARACTERISTICAS CLIMATICAS DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

La zona de Arequipa comprendida en el presente trabajo, se extiende desde los 1200 hasta 2200 metros de altitud, con temperaturas máxima y mínima de 27 y 10.0°C respectivamente en la parte más baja, y de 23 a 3°C en la de mayor elevación. La precipitación anual varía desde valores menores de 30 mm. anuales en la zona más árida hasta valores pluviométricos entre 30 y 120 mm. en la de menor grado de aridez, que corresponde a las inmediaciones de la ciudad de Arequipa por su situación geográfica a mayor altitud y más alejada de la Costa. Sin embargo en esta zona menos árida, son muy frecuentes los años du-

rante los cuales la precipitación pluvial es menor de los 50 mm.

La zona de Ayacucho estudiada corresponde a un piso altitudinal más alto entre los 3500 y 4300 metros, con temperaturas máxima y mínima de 25° y 2°C, respectivamente, y una precipitación pluvial entre 180 y 300 mm. anuales. El clima en este caso es de carácter templado, y de mayor humedad que en la zona anterior.

## DESCRIPCION GENERAL DE LOS SUELOS ESTUDIADOS

Para los efectos del estudio se ubicaron catorce localidades en la zona de Arequipa y ocho en la zona de Ayacucho, procurando establecer la mayor representatividad posible de los suelos volcánicos en cada una de ellas. A continuación se da la designación de cada suelo conjuntamente con su número clave e indicándose, asimismo, su altitud sobre el nivel del mar.

Clave	Suelo	a.s.n.m.
<b>AREQUIPA</b>		
7	Sabandía 1	2400 m
9	Sabandía 2	2400 m
10	Yura	2600 m
11	Fátima	2250 m
12	Huayco	2200 m
13	Cuesta Blanca 1	2200 m
14	Cuesta Blanca 2	2200 m
15	San Jacinto 1	2150 m
21	San Jacinto 2	2150 m
22	Uchumayo	2100 m
16	La Joya 1	1350 m
20	La Joya 2	1300 m
17	Huagri 1	1200 m
19	Huagri 2	1200 m
<b>AYACUCHO</b>		
1	Tambo	3550 m
2	Lucanas 1	3550 m
44	Lucanas 2	3600 m
3	Pampamarca	4250 m
4	Pillurí	4300 m
43	Quilcata	3600 m

## ZONA DE AREQUIPA

Los suelos volcánicos de Arequipa comprenden materiales madres resultantes de deposiciones relativamente recientes, con una fisiografía ondulada en la parte más alta, así como llanuras extensas que se tratan de incorporar a la agricultura. Algunos de estos suelos

han sido caracterizados previamente, como en el caso de las series San José y Azúcar en las Pampas de La Joya. Los suelos de la serie Azúcar están constituidos por vidrios y fragmentos pumíceos, con pequeñas cantidades de oligoclasa y biotita, y en la superficie presenta cristales de sanidino con ortoclasa de color rosado o blanco. Por otro lado, los suelos de la serie San José presentan axiolitas secundarias y cristales esferulíticos de feldespato potásico, conjuntamente con cuarzo oligoclasa y fragmentos de biotita (Zavaleta, 1969).

La tufo volcánico que da origen a suelos de esta región presenta una gradación de coloración desde el rosado, pardo muy claro, hasta el gris. En las zonas onduladas hay una fuerte Escorrentía superficial, así como adecuadas condiciones de drenaje interno, mientras que en algunas zonas planas se presenta un drenaje interno restringido como consecuencia del desarrollo de una estructura masiva y cierto grado de endurecimiento local que impide una adecuada infiltración de la humedad.

En el cuadro 1 se describen algunas características físicas de cuatro suelos representativos de la zona de Arequipa. Cabe destacar la coloración clara de los horizontes, derivada de la naturaleza de los materiales madres, siendo además una expresión de la ausencia de vegetación o de la escasa influencia de la misma cuando se presenta bajo formas generalmente muy ralas. Los colores predominantes son el pardo muy claro o pardo (Fátima, La Joya), el gris a pardo grisáceo (Cuesta Blanca 1, Sabandía, Huayco), y el rosado a pardo rojizo claro (Cuesta Blanca 2 y Yura). Las coloraciones se expresan en seco, por ser la forma natural en la cual se encontraron los suelos.

Otra característica física saltante de estos suelos es la escasez de material arcilloso que determina que la mayoría de los suelos de la zona presenten una clase textural que oscila entre arena franca o franco arenosa. El porcentaje de arcilla oscila mayormente entre 2 a 8 por ciento, y muy raramente excede el límite superior de este intervalo. La cantidad de limo varía usualmente entre 14 al 36 por ciento, no observándose tendencia general alguna de disminuir o aumentar su contenido en función de la profundidad. Así por ejemplo en el suelo 12 - Huayco se aprecia una disminución en el por ciento de limo a mayor profundidad, aumentando inversamente el por ciento de arena al permanecer constante la cantidad de arcilla. Por otro lado en los suelos 14 - Cuesta Blanca y 16 - La Joya la tendencia es opuesta notándose un significativo incremento con la profundidad en el porcentaje de limo. En otro tipo de suelos es notorio las pequeñas variaciones en la clase textural de los diferentes horizontes, co-

mo consecuencia de la homogeneidad textural de los materiales madres originales.

Es evidente que del análisis granulométrico del perfil de los suelos pueden inferirse algunos aspectos relacionados con su manejo y su capacidad de soportar determinados sistemas de cultivo. En el caso presente, el suelo constituye prácticamente un esqueleto inorgánico para cuya utilización deberá prestarse especial atención a las técnicas de fertilización y uso del agua con fines de irrigación. Si bien el manipuleo mecánico no reviste mayor dificultad, la adopción de medidas preventivas contra la erosión es de particular interés, en especial en aquellas extensiones con fisiografía ondulada. Esta atengencia resulta más comprensible al observar el escaso desarrollo estructural en la mayoría de los suelos volcánicos de la zona.

### ZONA DE AYACUCHO

Los suelos volcánicos de esta zona presentan un relieve monticular, con pendientes variables entre 20 a 70%, ocupando laderas expuestas a proceso erosivo entre moderado a moderadamente fuerte. El material madre está constituido por cenizas volcánicas, materiales andesíticos o basálticos.

Las características climáticas y altitudinal de la zona determina un ambiente ecológico de maleza desértica montano, con temperaturas nocturnas que descienden a 1 o 2 grados bajo 0°C. La precipitación pluvial permite el desarrollo de pastos naturales y una vegetación arbustiva. Entre las especies predominantes se tiene la chilhua (*Franseria fruticosa* Phil); la tola (*Lepidophyllum quadrangulare*), y gramineas.

En el cuadro 2 puede observarse que los horizontes superficiales presentan una coloración pardo oscura lo cual es una iniciación del mayor contenido del material orgánico como consecuencia del medio ambiente que favorece una mayor vegetación. En los horizontes inferiores se observa una coloración grisácea, reflejo de la naturaleza del material madre depositado en la zona.

Con respecto al contenido de arcilla pueden observarse valores superiores al 4 por ciento y hasta un 16 por ciento, aunque dichos contenidos no son suficientes para conferir al suelo una clase textural más fina que la franco arenosa. Las fluctuaciones en el contenido de limo no presentan ninguna tendencia particular, observándose valores entre el 14 y 36 por ciento. Como consecuencia del contenido de material orgánico y la textura ligera en los horizontes superficiales, la estructura desarrollada es del tipo granular fina, la cual se presenta en algunos suelos aún en el segundo horizonte.

En los horizontes inferiores el tipo de estructura observado es de carácter masivo.

Las características físicas observadas en los suelos volcánicos en la zona de Ayacucho, permiten inferir que constituyen un medio adecuado para el desarrollo de sistemas radiculares profundos, excepto en los casos donde la presencia de capas endurecidas pueden prevenir dicho crecimiento. Sin embargo, cabe señalar la importancia que en estos suelos reviste el carácter ondulatorio de su fisiografía, desde el punto de vista de su resistencia a la erosión por escorrentía superficial, así como la facilidad de infiltración del agua de lluvia, factores que evidentemente influyen en el desarrollo de la vegetación existente.

#### EVALUACION COMPARATIVA DE LAS PROPIEDADES QUIMICAS DE LOS SUELOS DE AMBAS ZONAS

En los cuadros 3 y 4 se presentan los valores determinados para las propiedades químicas de caracterización de los suelos estudiados y con el objeto de efectuar un mejor análisis comparativo de dichas propiedades las variaciones encontradas se ilustran gráficamente en las figuras del 1 al 20. Asimismo, en los cuadros 5 y 6 pueden apreciarse los valores mínimos, máximos y promedios hallados en los 2 primeros horizontes de los suelos volcánicos de las 2 zonas estudiadas en Arequipa y Ayacucho.

La predominancia de los valores de pH entre 6.7 y 7.6 que muestran los suelos volcánicos de Arequipa (figura 2) constituye un reflejo de las condiciones ambientales que no han sido propicias para el desarrollo de los procesos de edafización. Dichos valores son apropiados para un gran número de cultivos comerciales, no observándose mayormente pH's superiores a 8.0 en los 2 horizontes superiores.

Los suelos de la zona de Ayacucho presentan una reacción ligeramente ácida a ácida con valores de pH comprendidos entre 6.5 y 4.2 (figura 2). Esto se explica en base a la influencia ejercida por un ambiente más húmedo que en el caso de Arequipa, así como al carácter del material madre. A ello se agrega el efecto concomitante de una mayor vegetación. En el cuadro 4 puede observarse que en la mayoría de los suelos se presenta un incremento del pH con la profundidad.

Ligada a la naturaleza ácida de los suelos de la zona volcánica de Ayacucho se encuentra la presencia de Al intercambiable, cuyo efecto tóxico deberá ser neutralizado mediante el encalado, si se desea introducir especies sensibles a dicha condición.

En los suelos de Ayacucho es más marca-

da la tendencia a variar en el mismo sentido al pH cuando se compara el horizonte superficial con el segundo horizonte; o sea, a un suelo superficial ácido corresponde similar situación en el respectivo sub-suelo.

#### C ORGANICO, NITROGENO, Y RELACION C/N

El contenido de carbono orgánico constituye una de las características más saltantes de diferenciación entre los suelos estudiados.

En las figuras 2 y 3 pueden apreciarse las variaciones observadas entre los suelos de ambas zonas en los dos primeros horizontes. El contenido de carbono orgánico es sumamente bajo en los suelos volcánicos de Arequipa, correspondiendo los mayores valores a suelos que soportan alguna vegetación. Sin embargo en el horizonte superficial no se encontró ningún valor superior al 0.5 por ciento de carbono orgánico, presentando la mayoría de los suelos contenidos inferiores a 0.2 por ciento. Esta pobreza de material orgánico se refleja en la condición estructural del suelo, mayormente del tipo grano suelto, lo cual incide en la capacidad de retentividad por la humedad, y en su resistencia al efecto erosivo del viento, o del agua en las áreas que reciben cierta precipitación pluvial.

Similar situación de pobreza en material orgánico, se presenta en el sub-suelo de la misma zona, no observándose mayor diferencia en los contenidos de carbono orgánico comparados con los del suelo superficial.

En los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho, como consecuencia del efecto del clima sobre el desarrollo de una mayor vegetación, los contenidos de carbono orgánico en el suelo superficial son superiores al 0.5 por ciento en todos los casos, alcanzando valores superiores al 4.0 por ciento, con un promedio de 2.88 por ciento, muy superior al valor promedio alcanzado en los suelos de Arequipa que fue de 0.17 por ciento. Como es de esperar, el contenido de carbono orgánico en el sub-suelo disminuye en forma sensible, aunque aún se obtienen valores mayormente superiores al 0.4 por ciento, con un promedio de 0.91 por ciento.

Con respecto al contenido de nitrógeno total se observan tendencias similares a las anotadas para el carbono orgánico (figuras 4 y 5). En el primer horizonte de los suelos volcánicos de Arequipa se presentan mayormente valores inferiores al 0.001 por ciento de nitrógeno total, con un promedio de 0.011 por ciento, en comparación con valores superiores al 0.040 por ciento y en su mayoría más altos del 0.15 por ciento, y un promedio de 0.155 por ciento que se obtuvieron en los suelos volcánicos de Ayacucho.

El contenido de nitrógeno total en el subsuelo no presenta mayores variaciones respecto a los valores encontrados en los suelos volcánicos de Arequipa, aunque en ciertos casos porcentajes ligeramente mayores obtenidos en el segundo horizonte serían una indicación de un material cubierto posteriormente por depósitos más recientes de cenizas volcánicas. Esto es evidente en algunas áreas donde dicho fenómeno se ha producido. Los valores promedios de nitrógeno total en el segundo horizonte fueron de 0.012 y 0.058 por ciento en las zonas de Arequipa y Ayacucho, respectivamente.

La relación C/N no presenta variaciones de mayor significación entre ambas zonas, siendo asimismo las fluctuaciones dentro de cada una de ellas bastante similar (figura 6). Los valores promedios correspondientes fueron de 16 y 19 para los horizontes 1 y 2 de los suelos volcánicos de Arequipa, y de 18 y 16, respectivamente, en el caso de los suelos de Ayacucho.

#### FOSFORO Y POTASIO DISPONIBLES

Las variaciones en el contenido de fósforo disponible determinado por el método de Olsen en los horizontes 1 y 2 de ambas zonas pueden observarse en las figuras 7 y 8. En el horizonte superficial de los suelos volcánicos de la zona de Arequipa, el contenido de fósforo disponible en la mayoría de los casos es inferior a 5 ppm, siendo dichos valores indicativos de una deficiencia de este elemento. En este grupo de suelos el mayor contenido de fósforo disponible se presenta en el suelo con la reacción más ácida (17-Huagri I), observándose cierta tendencia a disminuir la disponibilidad del fósforo medida por el método de Olsen cuando la reacción del suelo es más alcalina. Similar situación se puede observar en los valores hallados en el horizonte 2 de los suelos de la misma zona, siendo su valor promedio de 3.8 ppm en comparación con el valor de 4.1 ppm obtenido como promedio en los suelos superficiales.

En los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho, el contenido de fósforo disponible resulta mayor; siendo más amplia la fluctuación observada en el horizonte superficial donde se han determinado valores comprendidos entre 2.1 y 26.1 ppm, con un promedio de 9.8 ppm de fósforo disponible. En el horizonte 2 la fluctuación observada es mucho menor, variando entre 5.3 y 7.7 ppm; con un promedio de 6.3 ppm de fósforo disponible. El mayor contenido de fósforo disponible observado en los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho puede atribuirse a las condiciones de acidez que favorecen una mayor liberación del fósforo ligado a las fuentes tanto orgánicas como inorgánicas presentes en dicho suelo.

Las cantidades de potasio extraídas em-

pleando acetato de sodio con un pH 4.8, y que se ha denominado potasio disponible con fines convencionales, fluctúan en forma similar en ambas zonas y en los 2 horizontes considerados, como puede observarse en las figuras 9 y 10, sin embargo cabe señalar que el valor predictivo del método de análisis empleado está sujeto a discusión, siendo evidentemente necesario una mayor investigación al respecto.

#### CAPACIDAD DE INTERCAMBIO CATIONICO Y CATIONES INTERCAMBIABLES LIGADOS AL COMPLEJO DE CAMBIO

La propiedad de la fracción coloidal del suelo de retener cationes en las posiciones de intercambio es importante en sus aspectos cuantitativo y cualitativo. Desde el punto de vista cuantitativo cuanto mayor es la magnitud de la capacidad de intercambio tanto mayor es la capacidad del suelo de retener nutrientes. Por otro lado la naturaleza de los cationes adsorbidos y la relativa proporción entre ellos permite estimar en determinados casos la posible disponibilidad de los mismos. Sin embargo aún es necesaria una mayor investigación al respecto debido a la falta de consistencia de los resultados cuando se comparan diferentes tipos de suelos, lo cual necesariamente es debido a la complejidad del sistema suelo en cuyo comportamiento intervienen múltiples factores. Así la heterogeneidad de la fracción arcilla presente en el suelo dificulta la interpretación de los resultados, que en el caso de sistemas más homogéneos serían más reproducibles y sujetos a menores fuentes de variación.

En las figuras 11 y 12 puede apreciarse la variación en los valores de la capacidad de intercambio catiónico determinada en los suelos de las dos zonas estudiadas. Los suelos volcánicos de la zona de Arequipa en su mayoría presentan valores inferiores a 4 m.e. / 100g tanto en el suelo como en el subsuelo. Esto lógicamente está asociado al bajo contenido de arcilla detectado en el análisis granulométrico como consecuencia de la incipiente edafización. Por otro lado los reducidos contenidos de materia orgánica no contribuyen mayormente a ampliar la capacidad de intercambio catiónico del suelo.

La baja capacidad de adsorber cationes que intervienen en el proceso de nutrición de las plantas constituye un factor de gran importancia a ser considerado en el planeamiento de un adecuado sistema de manejo de suelos en especial en el aspecto de su fertilización. En el caso de los suelos volcánicos de la zona de Arequipa esta situación se confronta comenzando la explotación de las nuevas áreas incorporadas a la agricultura con un cultivo netamente mejorador del suelo como la alfalfa.

La capacidad de intercambio catiónico de

los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho muestra generalmente valores superiores a 5 m.e./100g y en especial en el horizonte superficial se encuentran mayormente valores que superan los 14 m.e./100 g. Esto se explica si se tiene en cuenta el contenido de materia orgánica conjuntamente con niveles de arcilla más altos que en el caso de la otra zona estudiada de Arequipa. En el horizonte 2, a causa de la menor incidencia de los dos factores antes mencionados, la capacidad de intercambio catiónico resulta inferior a 10 m.e./100 g.

Debido a la importancia de los cationes Ca, Mg y K como elementos nutritivos, se le ha dado especial consideración a su posible disponibilidad y comportamiento en función de sus proporciones relativas. Respecto a la presencia del sodio intercambiable, sus niveles son bastante bajos no excediendo mayormente el 3 por ciento de saturación del complejo de cambio.

Los contenidos de calcio intercambiable en los suelos volcánicos de Arequipa son bastante reducidos y según los resultados obtenidos inferiores a 2 m.e./100g. (Figs. 13 y 14). Sin embargo el porcentaje de saturación de dicho elemento es superior al 70 por ciento en el horizonte superficial, lo cual implica que a pesar de su bajo contenido absoluto, su disponibilidad puede ser efectiva debido a su predominio como elemento de cambio. En los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho el contenido de calcio intercambiable es superior, en especial en el horizonte superficial. Cabe señalar al respecto, que a pesar de que los valores absolutos para el calcio intercambiable son relativamente bajos en los suelos de Arequipa comparados con los de Ayacucho, los porcentajes de saturación de dicho elemento son mayores en aquella zona y no ofrece mayores fluctuaciones que en el caso de los suelos de Ayacucho. La cantidad de calcio intercambiable alcanza valores promedios de 1.69 y 1.93 m.e./100 g en los dos primeros horizontes de los suelos volcánicos de la zona de Arequipa, mientras que en Ayacucho dichos valores corresponden a 8.35 y 5.35 m.e./100 g, respectivamente.

En relación con el contenido de magnesio intercambiable, los valores promedios en los dos primeros horizontes de los suelos de Arequipa son 0.22 y 0.26 m.e./100 g, mientras que en el caso de los suelos volcánicos de Ayacucho dichos valores son 0.43 y 0.38 m.e./100 g, respectivamente. Respecto al porcentaje de saturación del magnesio en el complejo de cambio los valores promedios para los mismos horizontes anteriores son 10 y 11 por ciento, respectivamente, y en el caso de los suelos de Arequipa dichos promedios son 4 y 5 por ciento,

respectivamente. Puede observarse (Figs. 15 y 16) que a pesar de que los valores absolutos promedios de magnesio intercambiable son mayores en los suelos de Ayacucho, sin embargo sus porcentajes de saturación resultan menores que en el caso de los suelos de Arequipa. En este sentido habría que considerar dos aspectos: 1) las bajas cantidades de magnesio intercambiable especialmente en algunos suelos volcánicos de Arequipa y 2) los relativamente bajos porcentajes de saturación de algunos suelos especialmente en el grupo de los suelos de Ayacucho. Al respecto es necesario ampliar la investigación en estos tipos de suelos para solucionar factibles situaciones de deficiencia de magnesio en el suelo.

El potasio intercambiable presenta una situación similar a la del magnesio en lo que respecta a proporciones y cantidades absolutas (Figs. 17 y 18). Así por ejemplo, mientras que el nivel promedio de potasio intercambiable en el horizonte superficial es de 0.39 m.e./100 g y el porcentaje de saturación promedio es de 10 por ciento en los suelos volcánicos de Arequipa, en el caso de los suelos de Ayacucho, a pesar de tener un valor promedio de 0.57 m.e./100 g, el porcentaje de saturación promedio es de solo 5 por ciento. En estudios realizados en suelos peruanos se ha estimado que se requiere un mínimo de 0.1 m.e./100 g de K intercambiable para un normal desenvolvimiento de los cultivos. La existencia en varios suelos volcánicos de la zona de Arequipa de cantidades de potasio intercambiable a ese nivel indica la necesidad de considerar estudios que permitan establecer un normal abastecimiento de dicho elemento a los cultivos conducidos en la zona.

#### RELACIONES Ca/Mg, Ca/K, y Mg/K

Si bien las cantidades absolutas de los elementos intercambiables presentes en el suelo constituyen dentro de ciertos límites un índice de los niveles disponibles de los respectivos elementos, las proporciones relativas de ciertos cationes entre sí han demostrado ser una valiosa guía para interpretar el comportamiento de los cultivos respecto a la incorporación de un determinado nutriente. Es por ello que es de interés el conocimiento de dichas proporciones, presentándose en las Figs. 19 y 20, los valores de las relaciones Ca/Mg, Ca/K, y Mg/K obtenidos en los suelos considerados en el presente estudio.

Respecto a la relación Ca/Mg, los valores encontrados en el horizonte 1 de los suelos volcánicos de la zona de Arequipa varía dentro un intervalo amplio de 4.8 a 47.5 con una predominancia de valores inferiores a 15. En el horizonte 2 de ese mismo grupo de suelos, los valores hallados son inferiores a 15. En los suelos volcánicos de la zona de Ayacucho se

presenta en ambos horizontes una amplia variación (entre 5.2 y 50.9 en el horizonte 1; entre 5.0 y 42.4 en el horizonte 2) presentándose los valores mayormente esparcidos. Si se relacionan los contenidos de magnesio intercambiable relativamente bajos en algunos de los suelos estudiados con la presencia de amplias relaciones Ca/Mg, puede inferirse la existencia de condiciones deficitarias de magnesio disponible en determinadas áreas de las zonas estudiadas.

En el caso de la relación Ca/K se observa una situación similar, presentándose una fluctuación de valores mucho más amplia en los suelos de la zona de Ayacucho.

Respecto a la relación Mg/K, las variaciones tanto en el horizonte 1 como en el segundo horizonte son ligeramente más amplias en los suelos de la zona de Arequipa, siendo el promedio en ambos horizontes igual a 1.1, mientras que en la zona de Ayacucho el promedio es 0.8. El predominio de un elemento sobre el otro se encuentra igualmente repartido en ambos grupos de suelos, siendo materia de investigación el significado de las fluctuaciones halladas.

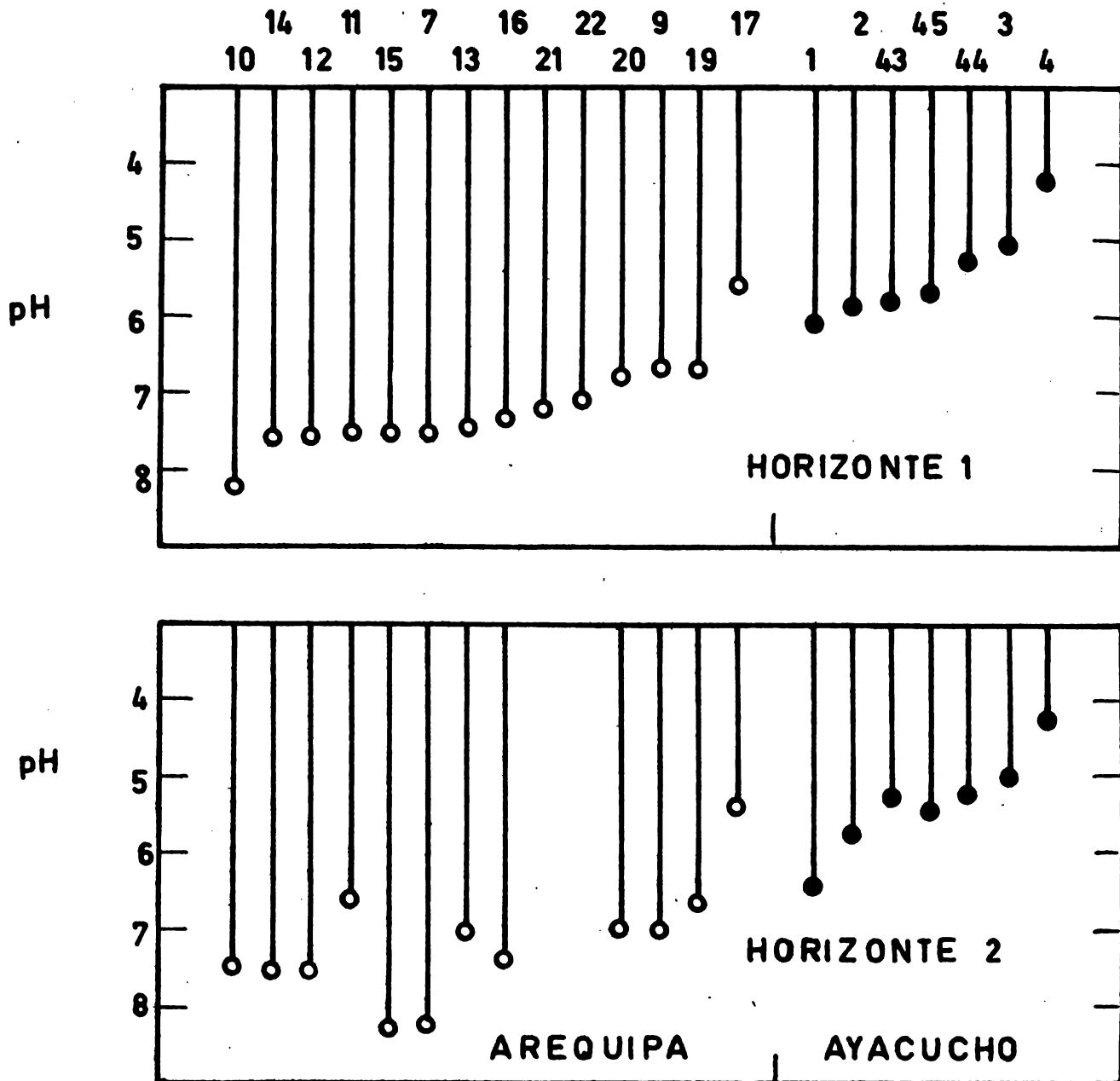
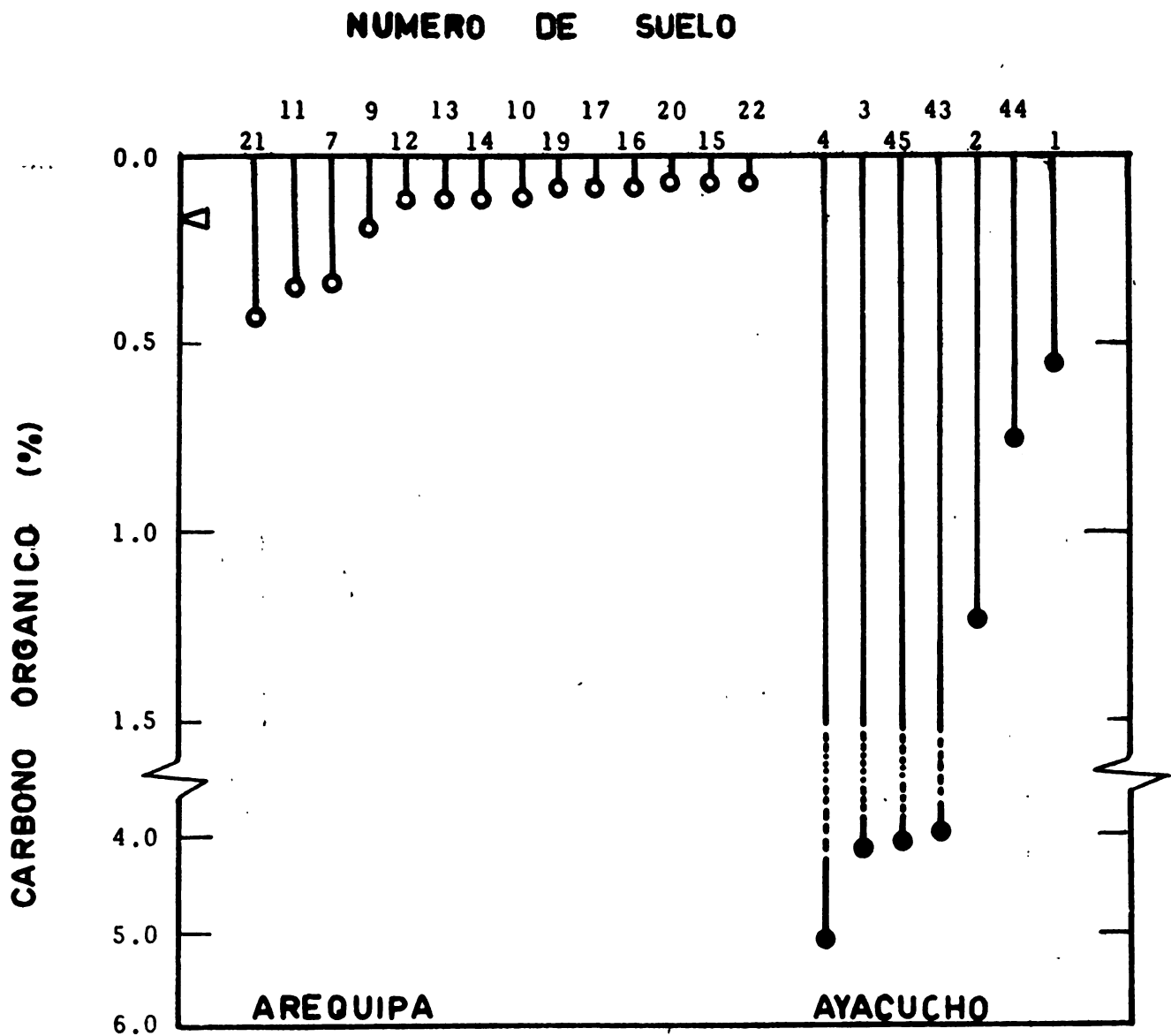
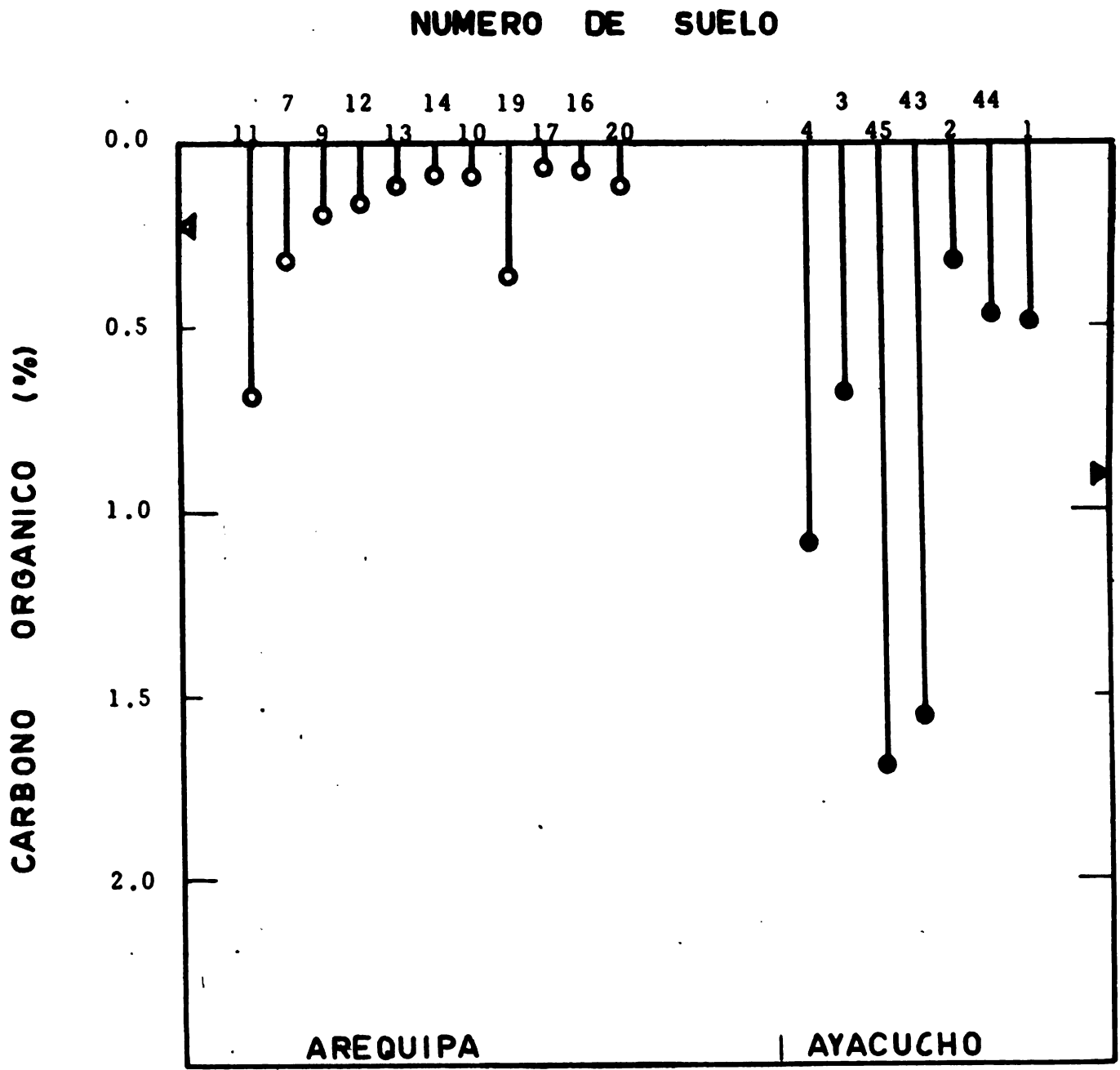


Fig. 1: Variación en el pH

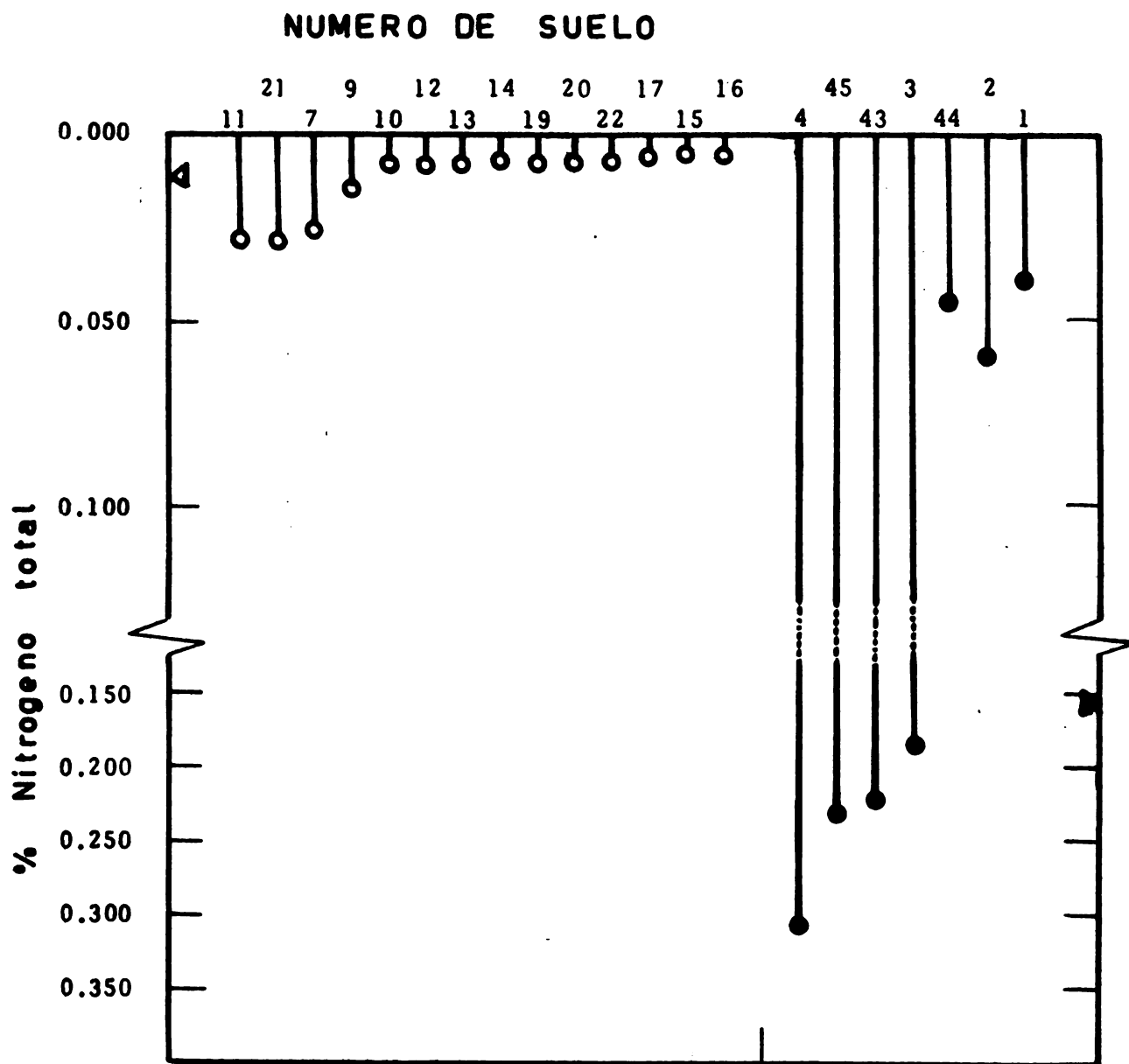


**Fig. 2: Variacion en el contenido de Carbono organico del Horizonte 1**

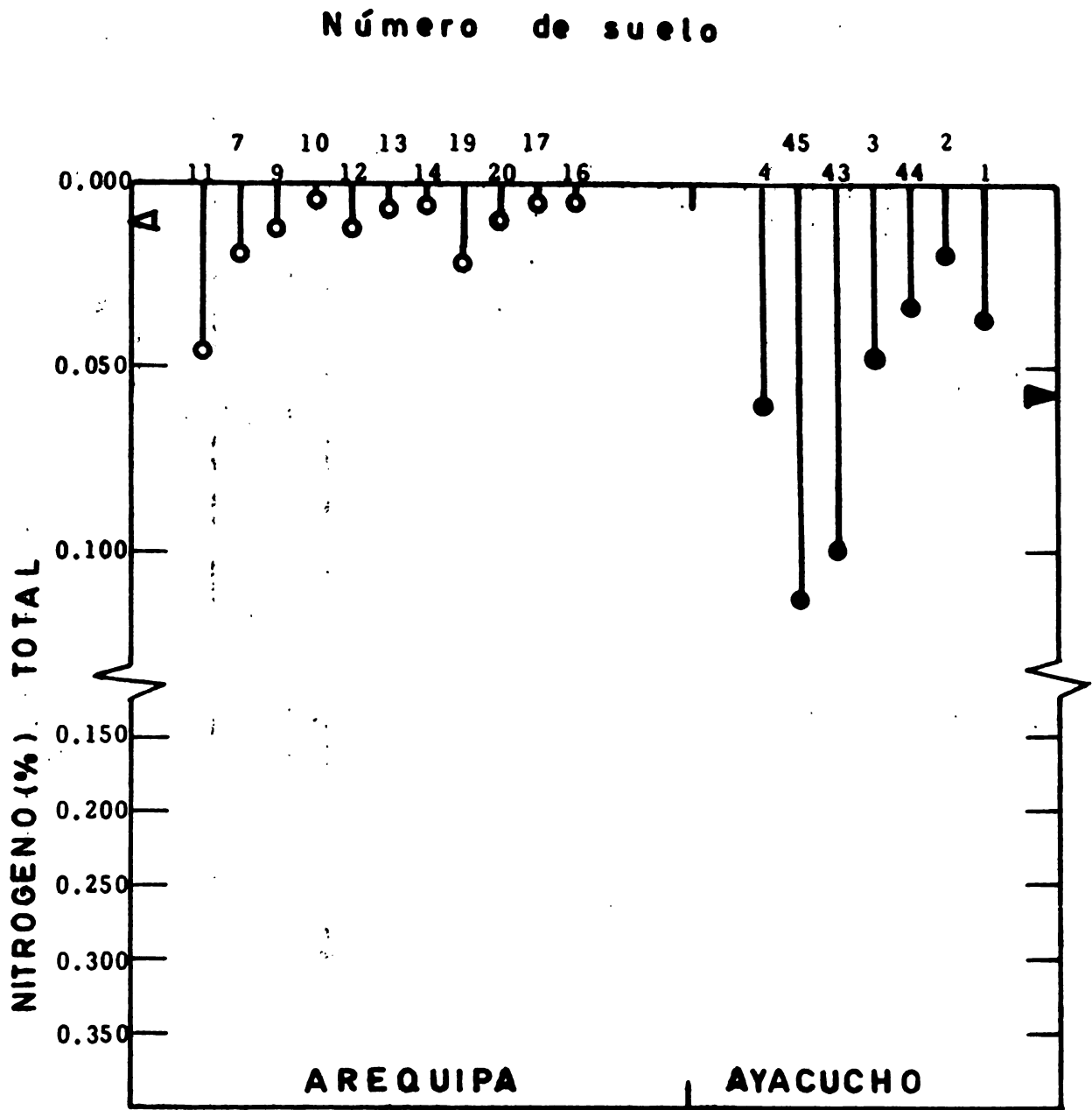


**Fig. 3: Variación en el contenido de carbono organico en el Horizonte 2**

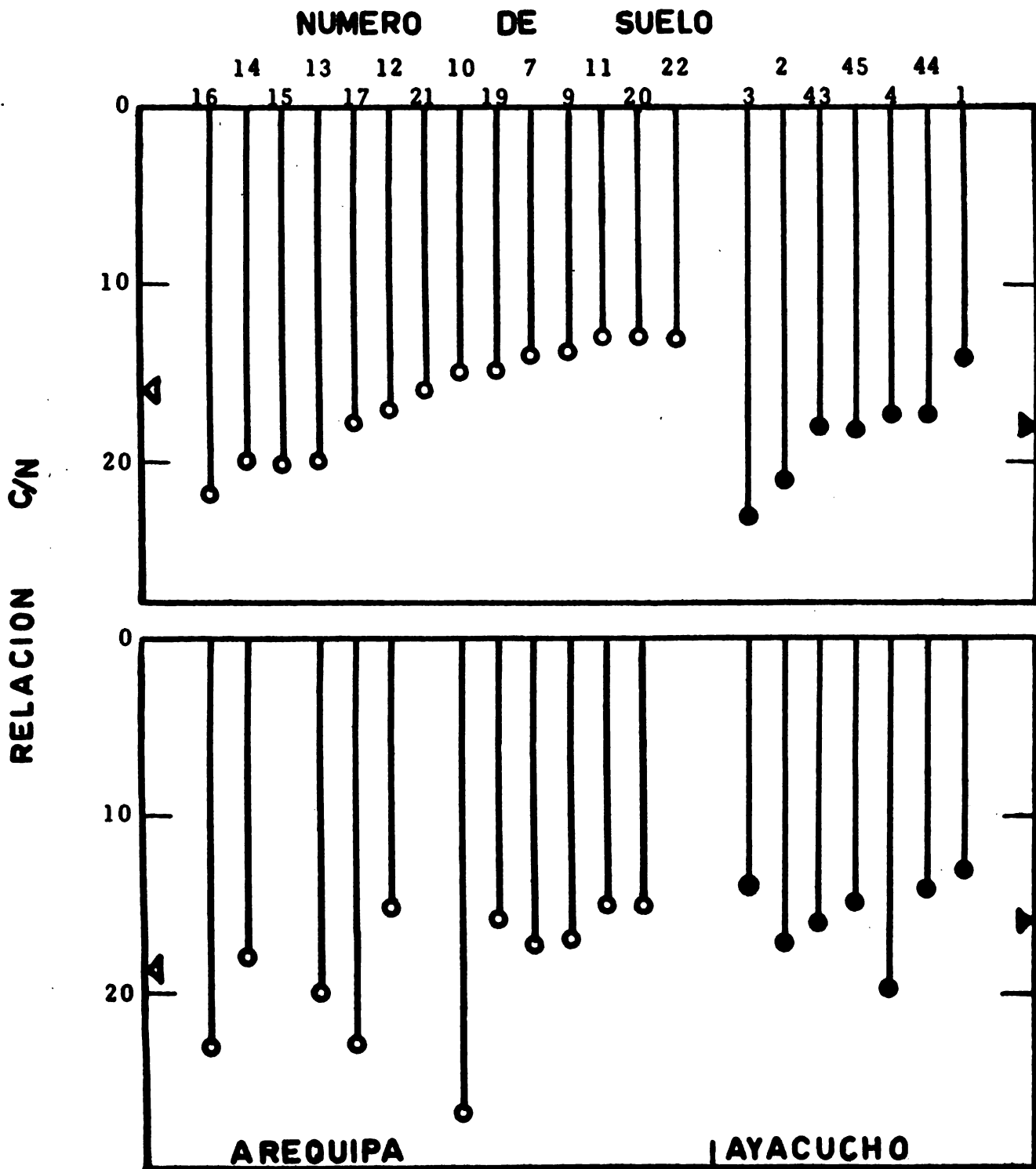




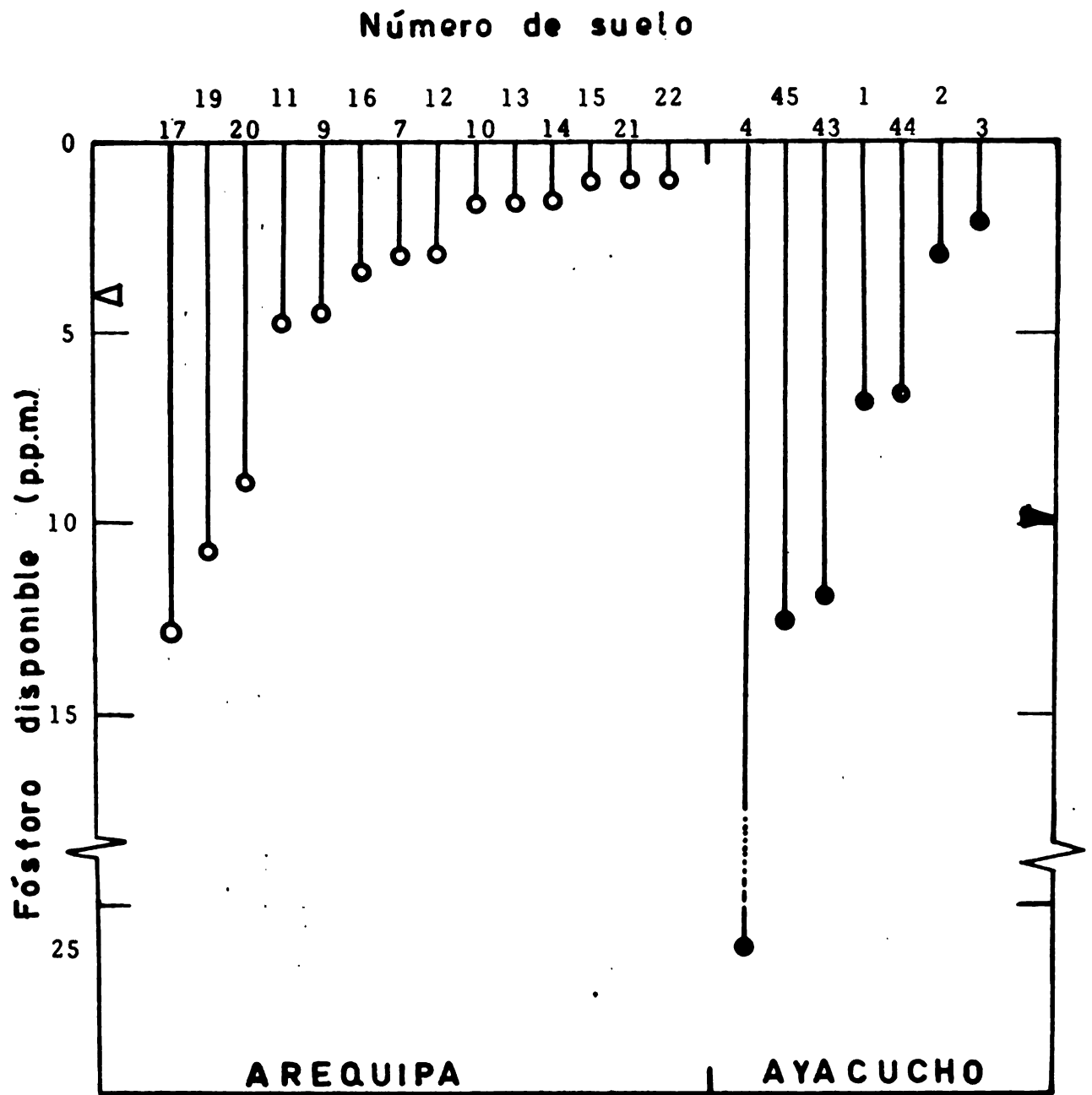
**Fig. 4: Variacion del contenido de Nitrogeno total del Horizonte 1**



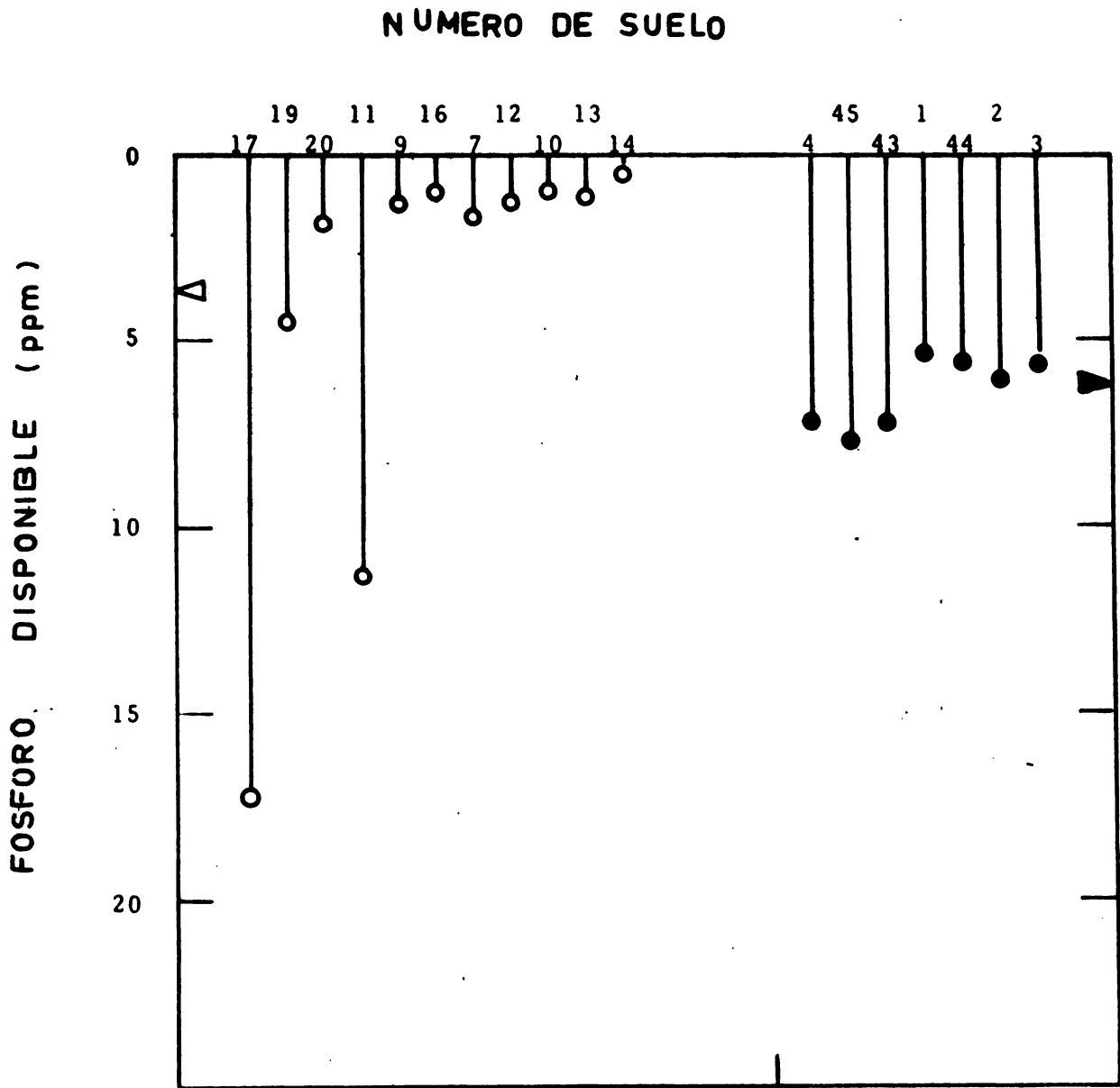
**Fig. 5: Variación en el contenido de Nitrógeno total del Horizonte 2**



**Fig. 6: Variación en la relación C / N**



**Fig. 7: Variación en el contenido de Fósforo disponible del Horizonte 1**



**Fig. 8: Variacion en el contenido de fosforo disponible en el Horizonte 2**

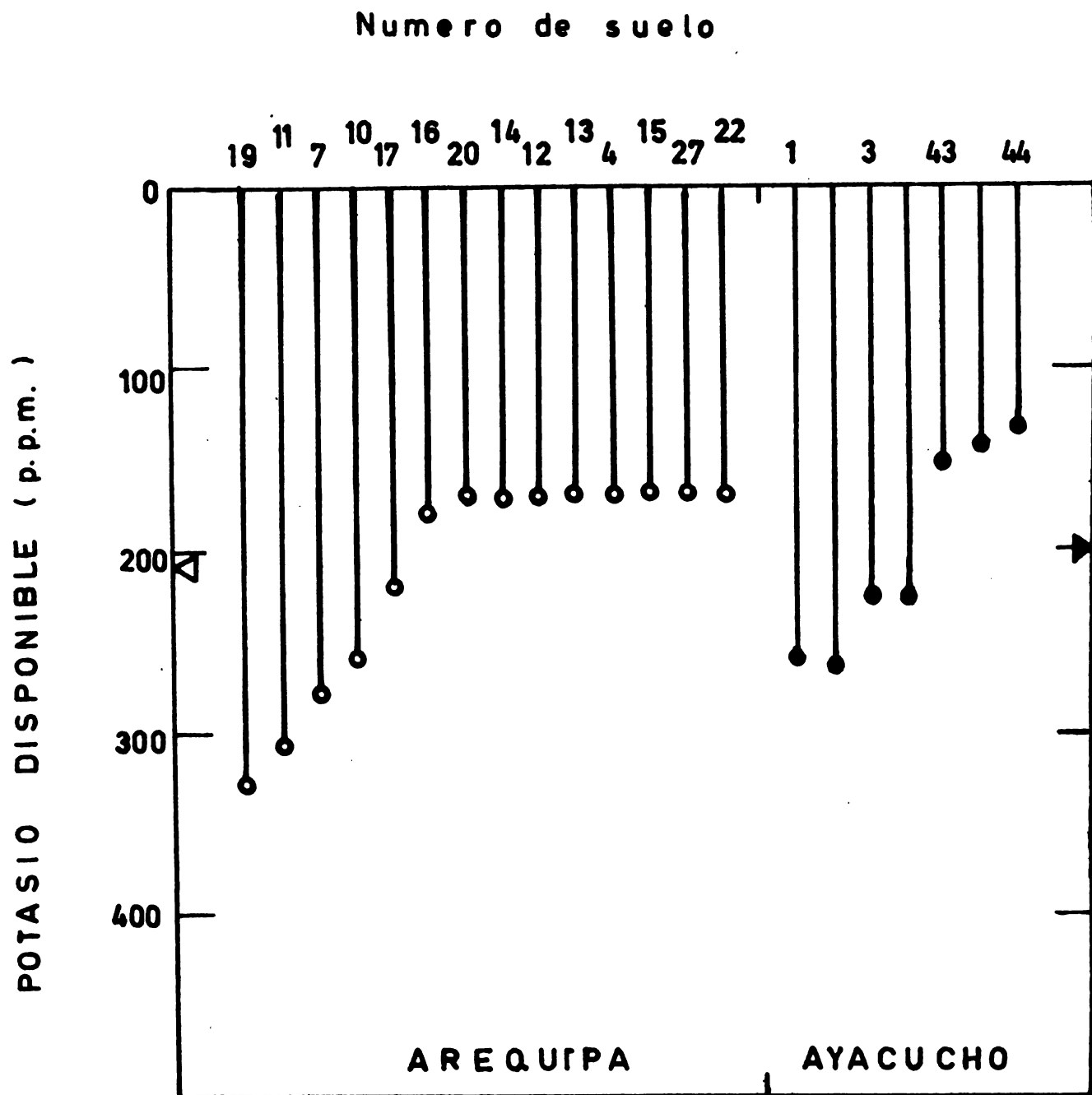
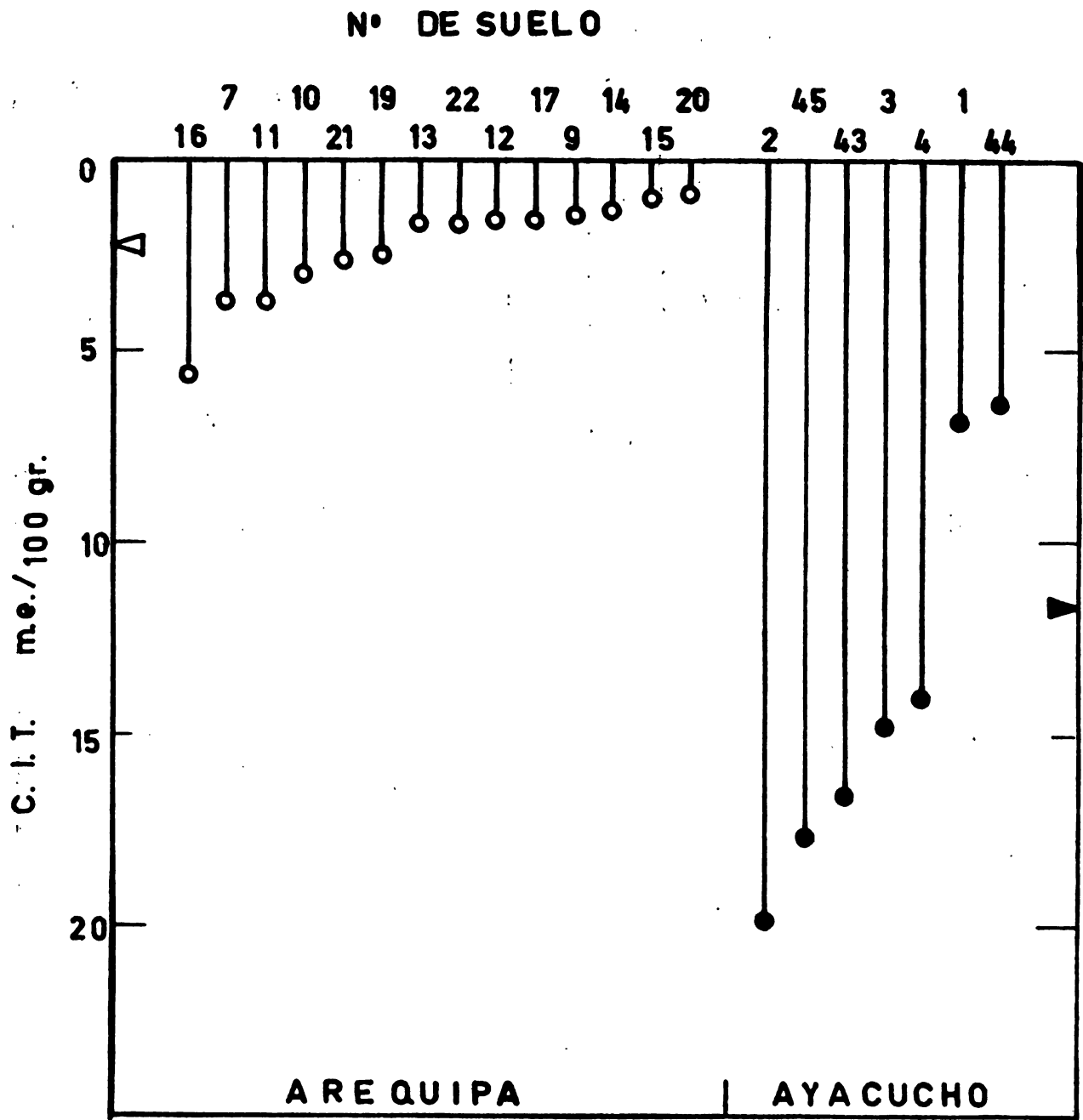


Fig. 9: Variación en el contenido de Potasio disponible del Horizonte 1





**Fig. 11: Variación en la capacidad de Intercambio catiónico del Horizonte 1**



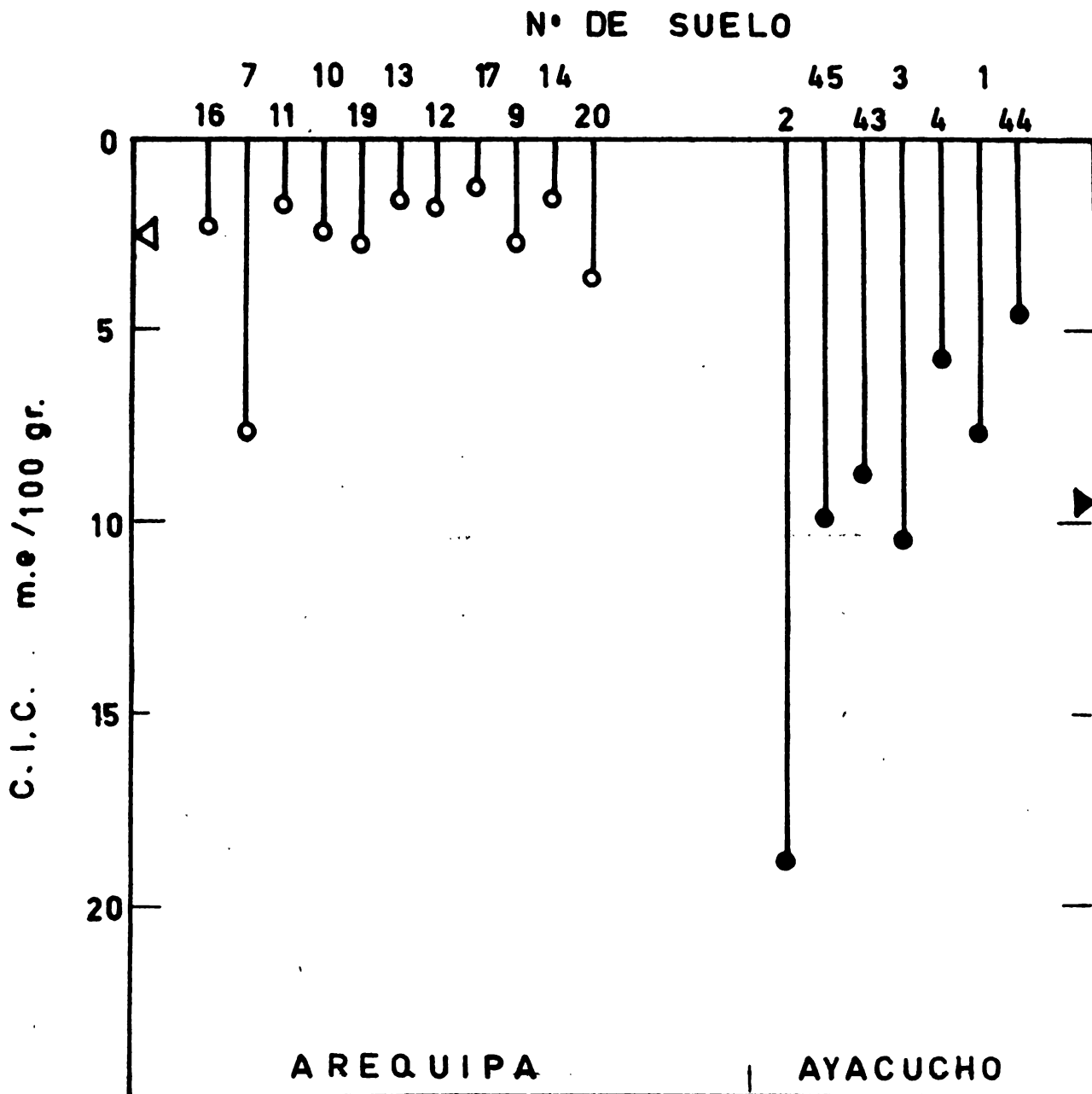


Fig. 12: Variación en la capacidad de Intercambio catiónico del Horizonte 2

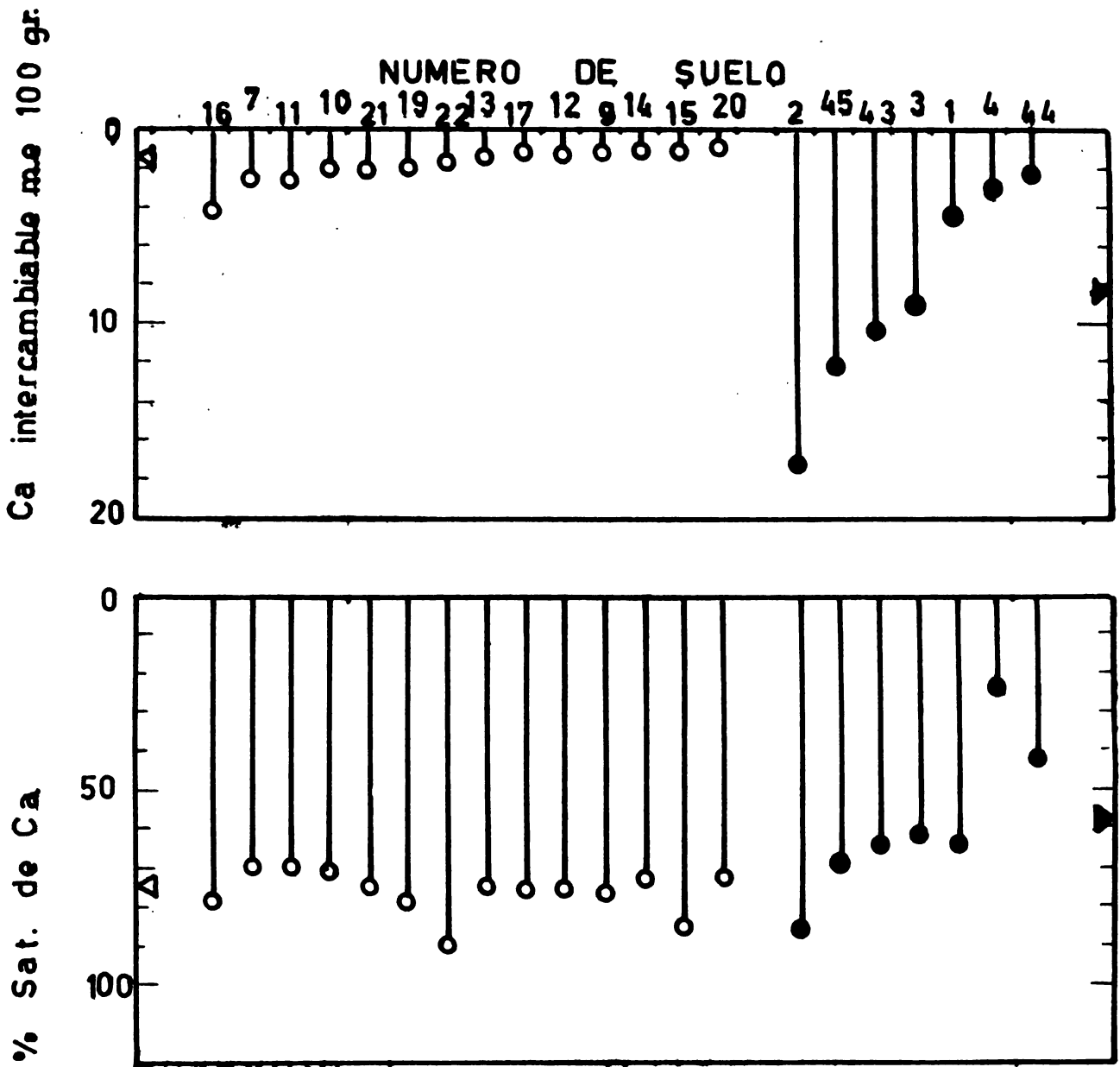


Fig. 13: Variación en el contenido de Calcio intercambiable y su porcentaje de saturación en el complejo de cambio Horizonte 1

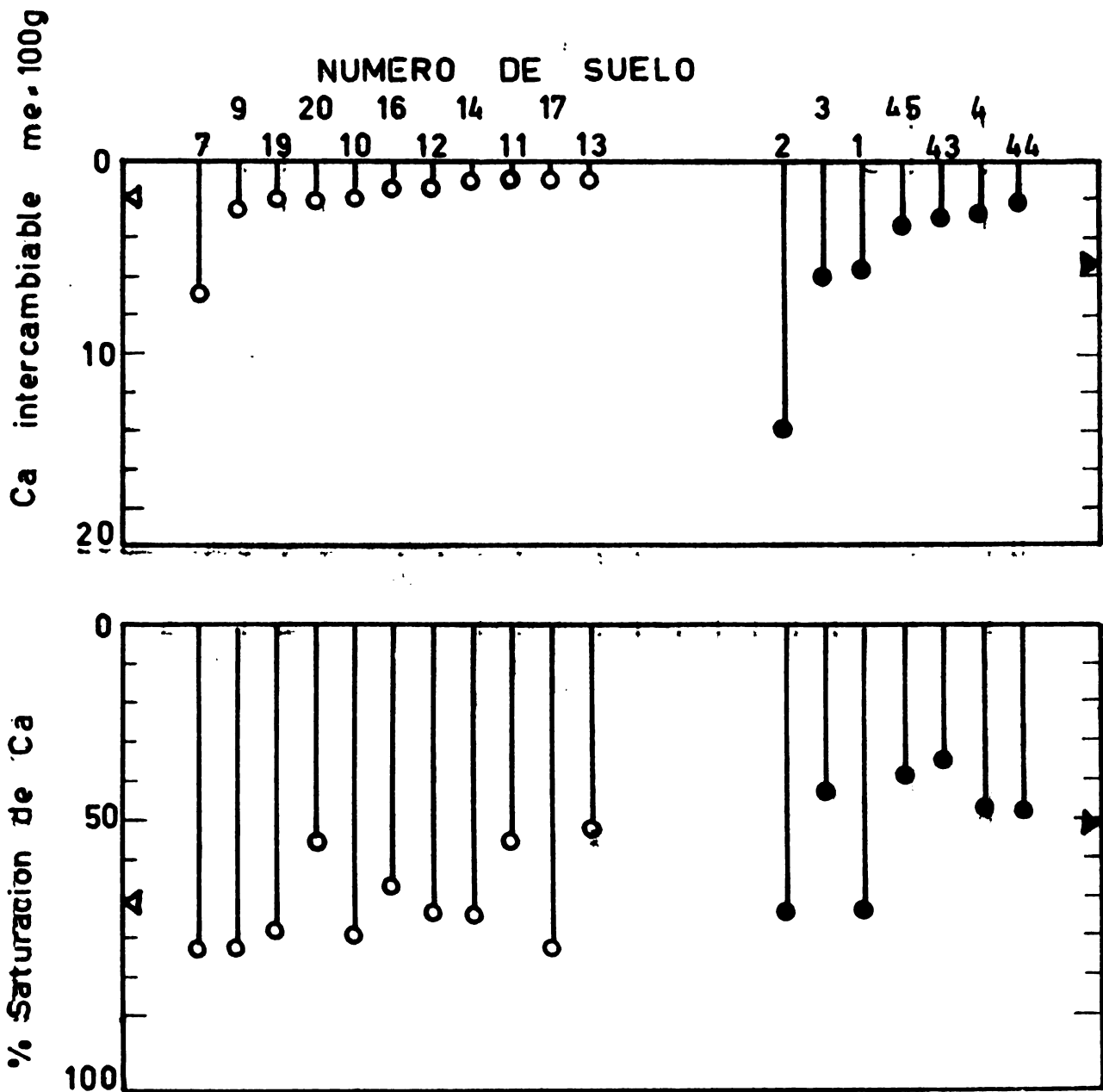


Fig. 14: Variación en el contenido de Calcio intercambiable y su porcentaje de saturación en el complejo de cambio Horizonte 2

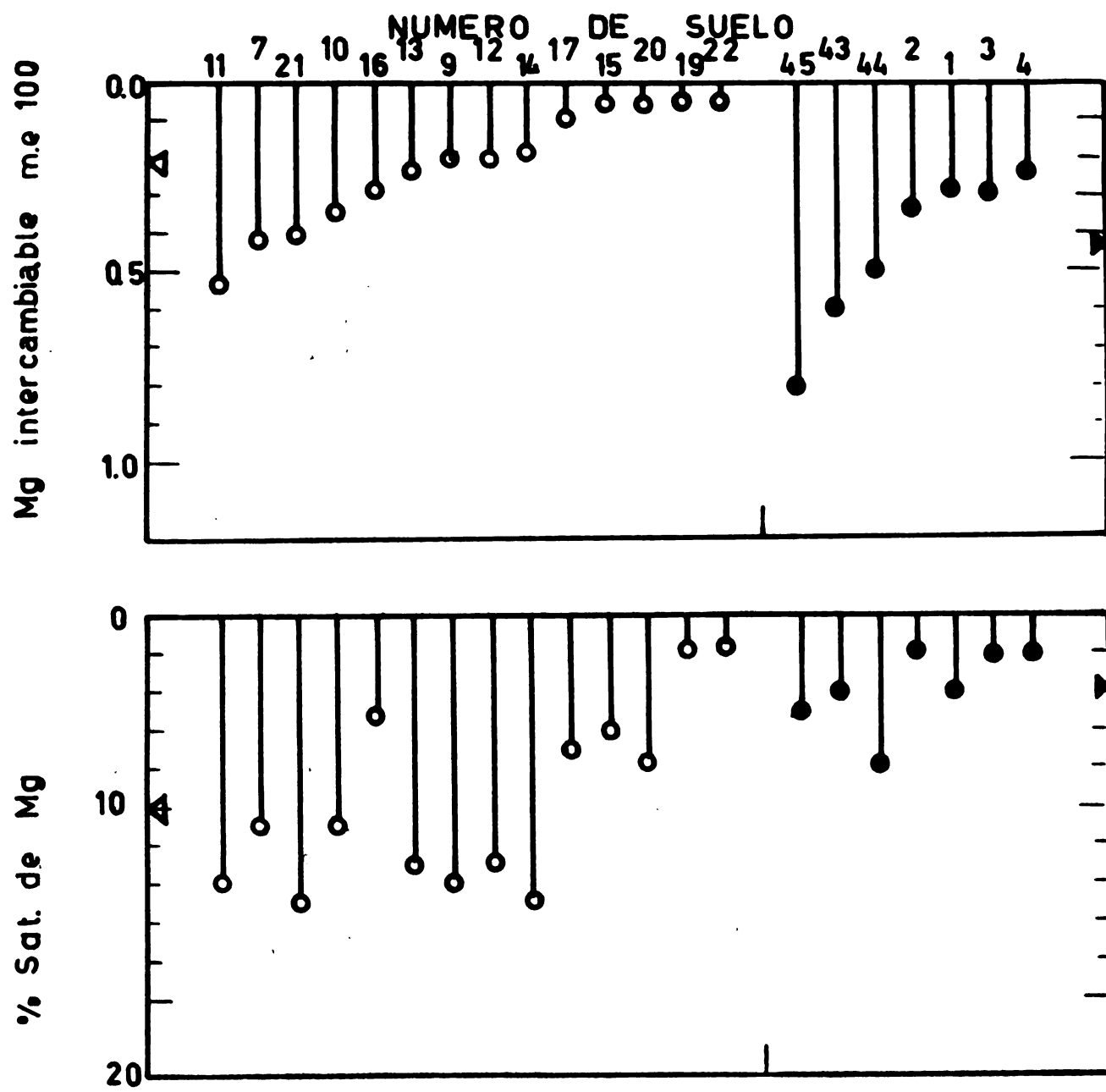
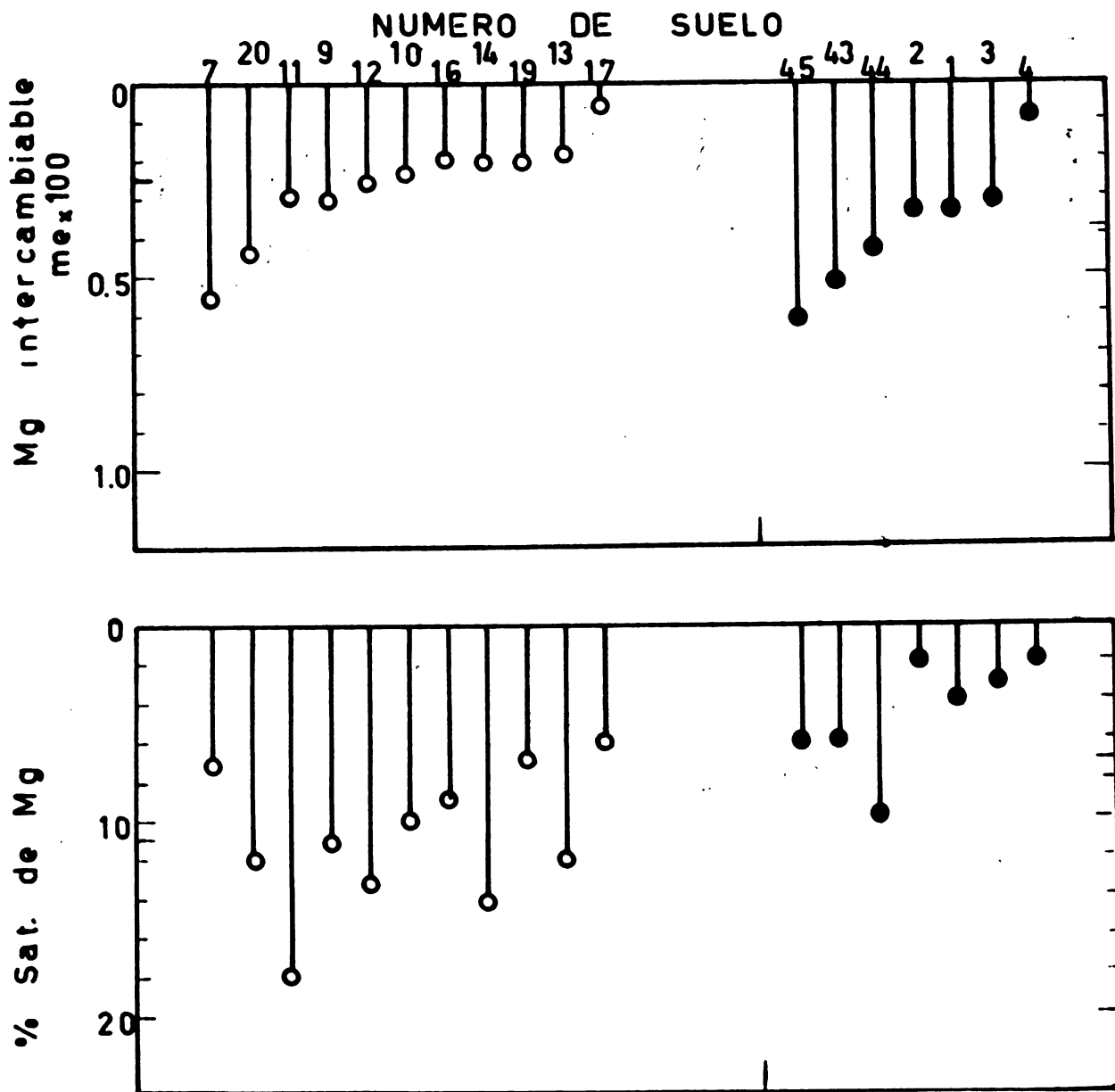


Fig. 15: Variación en el contenido de Magnesio intercambiabile y su porcentaje de saturación en el complejo de cambio Horizonte 1



**Fig 16:** Variación en el contenido de Magnesio intercambiable y su porcentaje de saturación en el complejo de cambio Horizonte 2

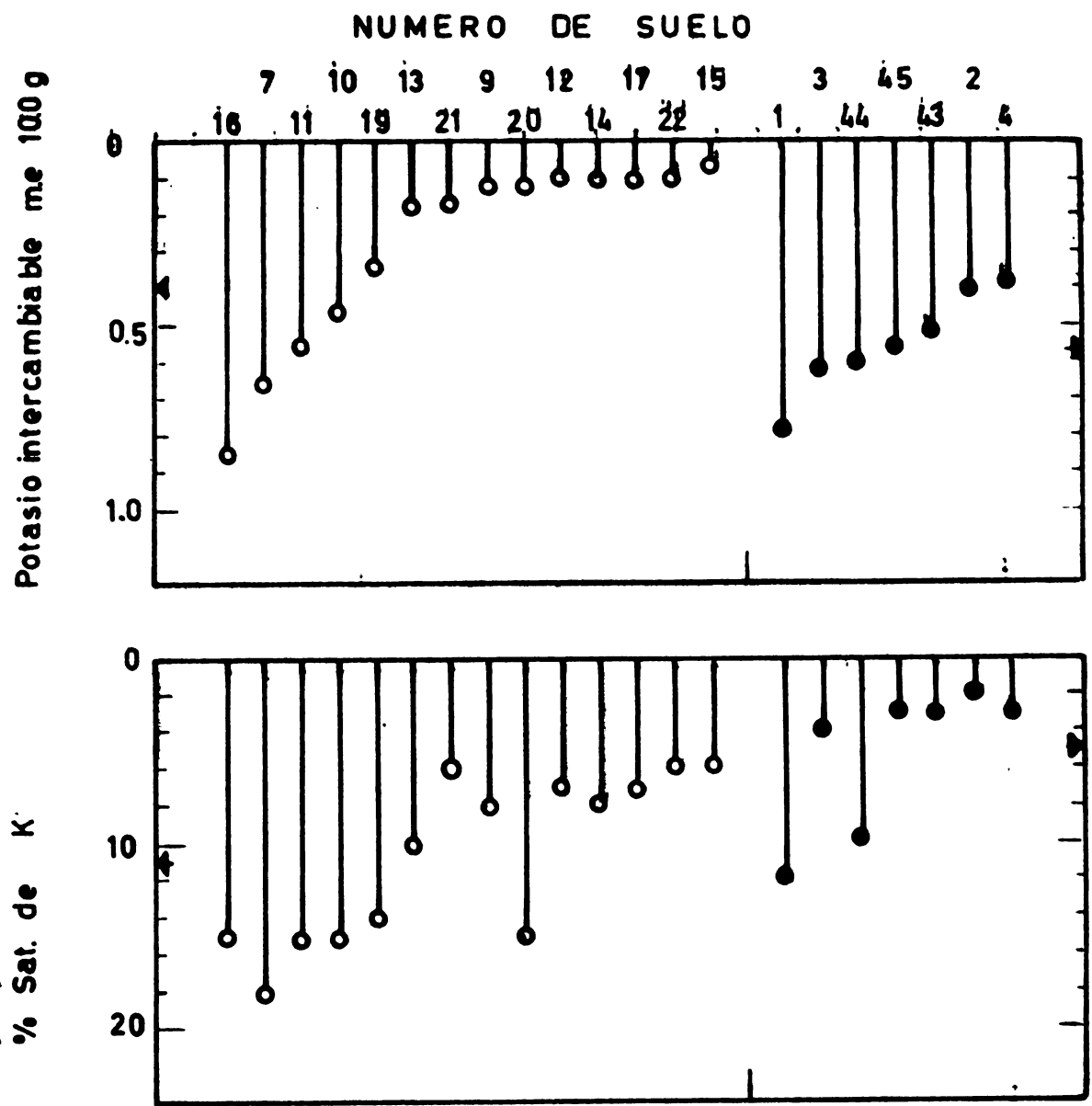
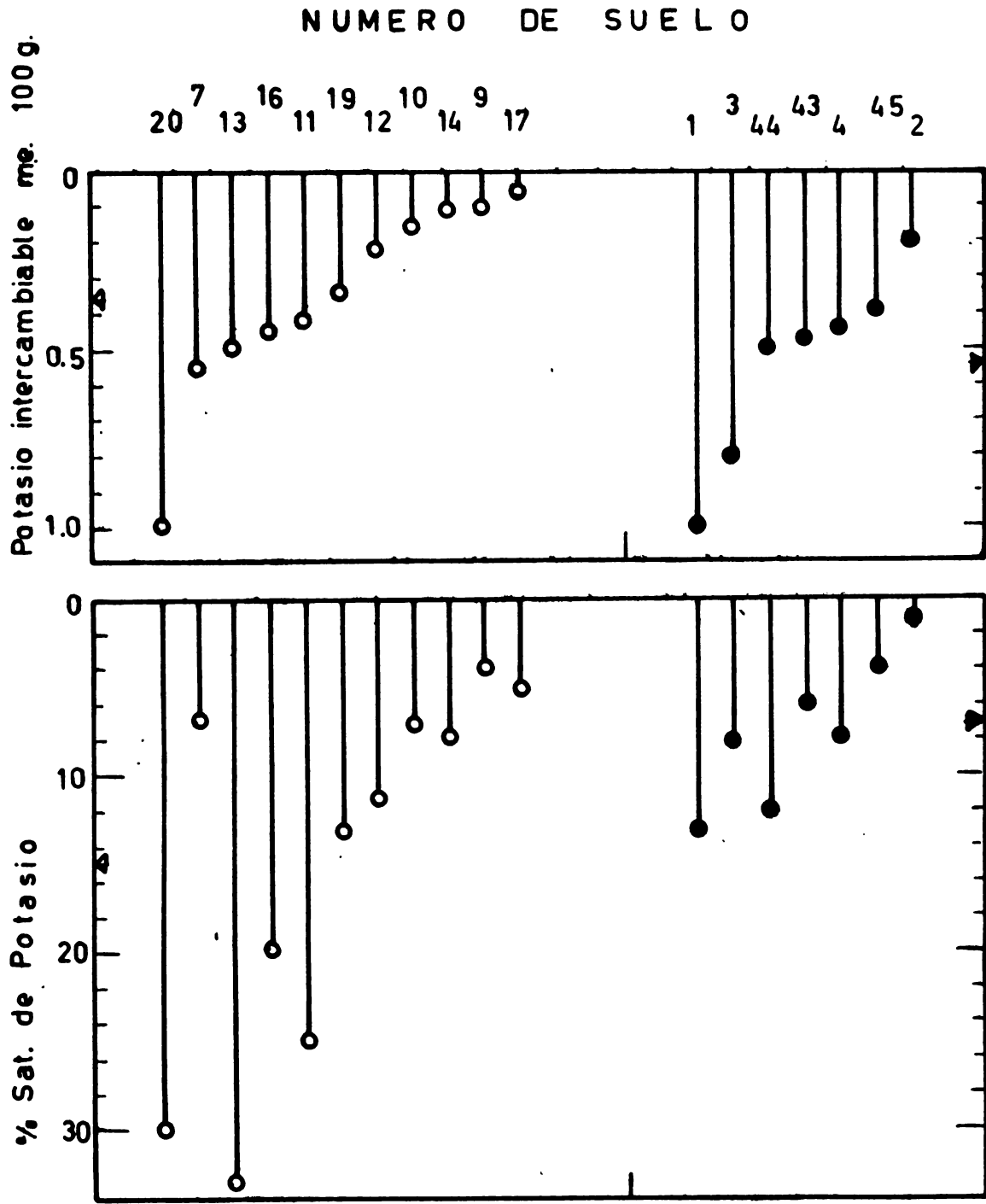


Fig. 17: Variación en el contenido de Potasio intercambiable y su porcentaje de saturación en el Complejo de Cambio Horizonte 1



**Fig. 18 : Variación en el contenido de Potasio intercambiable y su porcentaje de saturación en el complejo de cambio Horizonte 2**

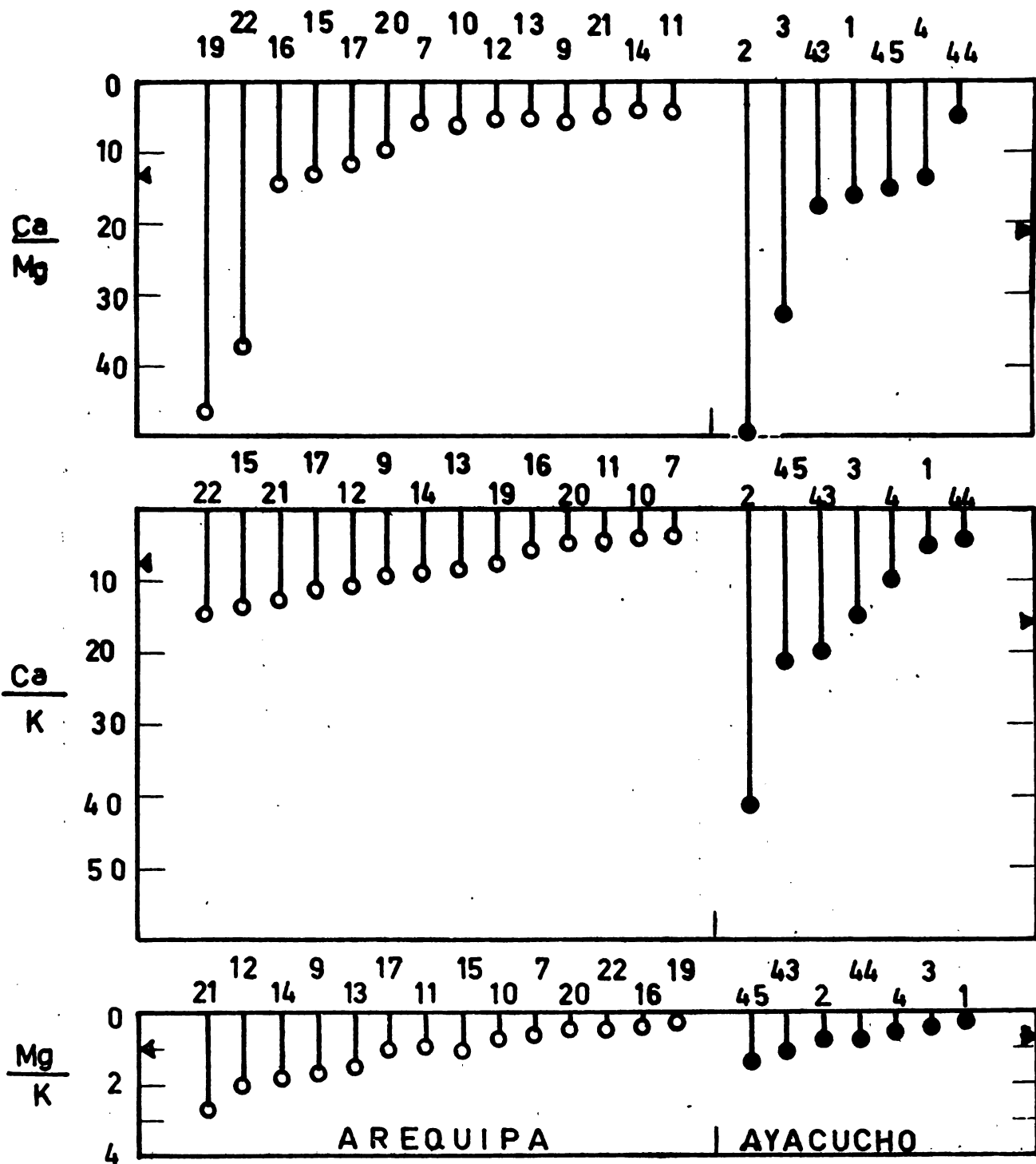


Fig. 19: Relaciones Ca/Mg Ca/K Mg / K



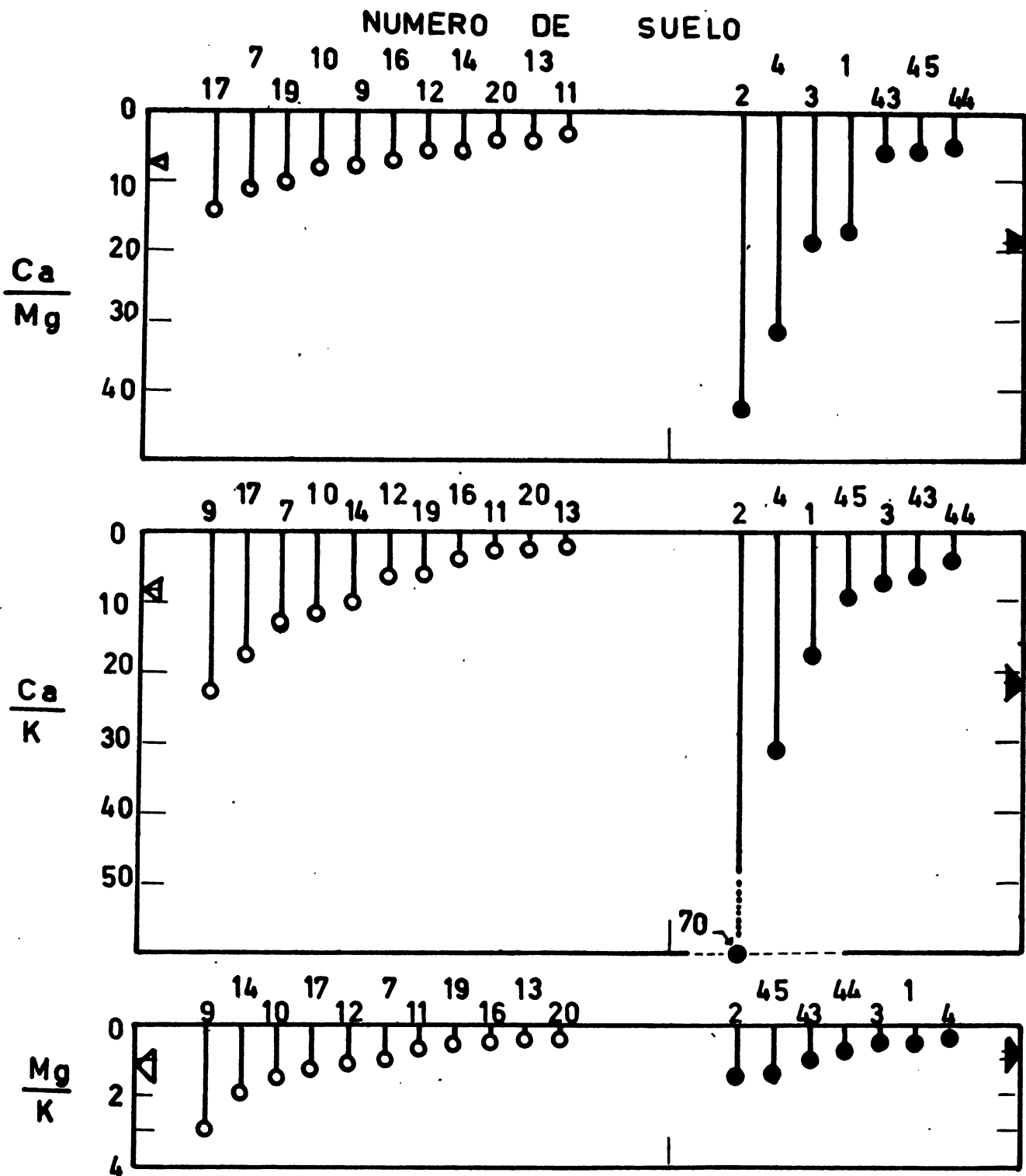


Fig. 20 : Relaciones Ca / Mg Ca / K Mg/K en el Horizonte 2

CUADRO 1. Algunas Características Físicas de Suelos de Origen Volcánico representativos de la zona de Arequipa.

Nº de Suelo	Localidad	Horizonte	Profundidad cms.	Color (en seco)	Arena %	Limo %	Arcilla %	Clase Textural	Estructura
11	Fátima	Ap	0—20	10 YR 7/3	66	30	4	Franco Arenosa	Gr. f 1*
		C1	20—40	7.5 YR 5/4	54	34	12	Franco Arenosa	Gr. f 1
		II C2	40—50	10 YR 7/4	58	34	8	Franco Arenosa	Gr. f 1
		III C3	50—80	10 YR 7/4	66	30	4	Franco Arenosa	M*
12	Huayco	A1	0—18	5 Y 6/1	74	24	2	Arena Franca	G. S.*
		II C1	18—40	10 YR 5/2	78	20	2	Arena Franca	G. S.
		III C2	40—60	7.5 YR 5/2	82	16	2	Arena Franca gravosa	—
		IV C3	60	7.5 YR 5/2	82	16	2	Arena Franca fina	—
14	Cuesta Blanca	A1	0—10	5 Y 6/8	84	14	2	Arena Franca gravosa	G. S.
		II C1	10—25	5 YR 7/4	64	32	4	Franco Arenosa gravosa	M
		III C2	25—50	5 YR 7/3	58	26	6	Franco Arenosa gravosa	—
16	La Joya	C1	0—5	10 YR 6/3	80	16	4	Arena Franca	G. S.
		II C2	5—20	10 YR 8/2	56	42	2	Franco Arenosa	M
		III C3	0—35	10 YR 8/2	66	32	2	Franco Arenosa	M

\* (Gr. f 1 = Granular fina; M = Masiva; G. S. = Grano Simple)

**CUADRO 2. Algunas Característi**

Nº de Suelo	Localidad	Horizo
2	Lucanas	A: A( C: C/
3	Pampamarca	A: A( C
4	Pilluri	A: A( C/

• (Gr. f1 = Granular fina; M =

— ructura —

— fl\*  
fl  
fl —

— p.  
p. .  
p. . . . .  
p. —

**CUADRO 3. C**

<b>Suelo Nº</b>	<b>Locali</b>
7	Saban
9	Saband
10	Yura
11	Fátima
12	Huayo
13	Cuesta
14	Cuesta
15	San J
16	La Joy
17	Huagr
19	Huagr
20	La Joy
21	San J
22	Uchun

ructura

11°  
11  
11

3°  
2 . . . . .

**CUADRO 4. C**

---

<b>Suelo Nº</b>	<b>Local</b>
1	Tamb
2	Lucan
3	Pamp
4	Pillur
43	Quilca
44	Lucan
45	Yauri





CUADRO 5. Valores Mínimos, Máximos y Promedios de algunas Propiedades de Suelos Volcánicos en la Zona de Arequipa.

Propiedad	Horizonte 1			Horizonte 2		
	Mín.	Máx.	Prom.	Mín.	Máx.	Prom.
C Orgánico (%)	0.08	0.44	0.17	0.07	0.68	0.23
N-Total (%)	0.004	0.027	0.011	0.003	0.045	0.012
Relación C/N	13	22	16	15	27	19
pH	5.6	8.4		5.4	8.3	
P disponible (ppm)	0.9	12.6	4.1	0.4	17.2	3.8
K disponible (ppm)	170	330	210	150	380	230
C. I. C. (m.e./100g)	0.80	5.44	2.27	1.04	7.92	2.63
Ca. Int. (m.e./100g)	0.58	4.17	1.69	0.80	6.65	1.93
Mg. Int. (m.e./100g)	0.04	0.53	0.22	0.06	0.55	0.26
K Int. (m.e./100g)	0.06	0.84	0.39	0.05	1.04	0.36
% Sat. Ca	69	90	76	52	84	71
% Sat. Mg.	2	15	10	6	18	11
% Sat. K	6	18	11	4	33	15
Ca/Mg	4.8	47.5	13.0	3.0	14.5	7.5
Ca/K	4.0	15.0	8.4	1.6	22.6	8.6
Mg/K	0.1	2.5	1.1	0.4	3.0	1.1



## BIBLIOGRAFIA

1. Tosi, J. A. 1960. Mapa Ecológico del Perú y Memoria Explicativa. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA, Zona Andina, Lima, Perú.
2. Zamora, C. 1969. Uso actual y Potencial de suelos Derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanza e Investigación del IICA, Turrialba, Costa Rica. pp. C.5.1-C.5.10.
3. Zavaleta, A. 1969. Distribución Geográfica y Características de los Suelos Derivados de Cenizas Volcánicas del Perú. Ibid, pp A.2.1-A.2.14.



# VARIABILIDAD DE LOS NIVELES NUTRICIONALES Y FERTILIDAD DE LOS SUELOS ANDINOS DE NARIÑO -COLOMBIA-

Joaquín Gamboa Jaimes (+)

## I - INTRODUCCION

Nariño, una región netamente agropecuaria del Sur de Colombia, tiene en más de un 50%, suelos derivados de cenizas volcánicas.

La denominada región andina, en donde seis volcanes, aún muestran actividad, está integrada por tres pisos térmicos, templado, frío y páramo.

En el piso térmico frío (2.001 - 3.300 m.s. n.m.), habita el 54% de la población, sobre una extensión de 6.155 kilómetros cuadrados. Está conformado por tres zonas, económicamente importantes, con características edafológicas y ecológicas similares, como son: Pasto, Ipiiales y Túquerres.

El piso térmico templado (601 - 2.000 m.s. n.m.), abarca una área de 5.799 kilómetros cuadrados, habitando en él, un 26% de la población. En esta zona, el cultivo predominante es el café.

Las propiedades químicas de éstos suelos, fueron estudiadas por Blasco y presentadas en el Primer Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas (5).

No obstante, en el Cuadro 3, se presentan los promedios de los elementos, base de éste estudio y en los Cuadros 4, 5, 6, 7 y 8 el promedio de las concentraciones de las distintas fracciones de N - P - K - Ca y S, para los dos pisos térmicos en estudio. El conocimiento de la variabilidad de los niveles nutricionales puede dar pautas, para mejorar aspectos tan importantes, como es el muestreo de los suelos, con miras a obtener una muestra altamente homogénea. A su vez, puede ser una guía para el buen manejo del suelo, especialmente en lo referente a la relación: Planta-suelo-fertilización.

Como lo anota Forsythe (11), una característica típica del suelo, es su heterogeneidad, pudiéndose presentar tanto en las propiedades químicas como en las físicas.

Desafortunadamente, en suelos de origen volcánico es muy poco lo que se conoce sobre

(+) Jefe de la Sección de Suelos. Universidad de Nariño, Facultad de Ciencias Agrícolas, Pasto, Colombia.

esta variación. En cuanto a su fertilidad, algo se ha hecho, tanto en la parte química como en la biológica.

Aprovechando, los análisis de suelos efectuados durante diez años, por el Laboratorio de Suelos de la Universidad de Nariño y las investigaciones sobre fertilidad, se planeó el presente trabajo, cuyos objetivos principales son: Determinar la variabilidad de los niveles nutricionales y conocer el estado de fertilidad de los suelos andinos de Nariño.

## II - MATERIALES Y METODOS

Para el estudio de la variabilidad de los elementos esenciales, se tomaron aleatoriamente, 400 análisis de los 1.200 existentes en el Laboratorio; 300 correspondieron al piso térmico frío (100 para cada una de las zonas: Pasto, Ipiiales y Túquerres) y 100 para el piso térmico templado.

Los elementos estudiados y los métodos analíticos usados fueron:

Nitrógeno total : Kiendhal modificado  
Materia Orgánica : Walkley - Black  
Ca, K, Mg de cambio: Shollemler y Simon  
Fósforo aprovechable: Bray II

La variabilidad de cada elemento, se determinó a partir de la relación existente entre la desviación estándar y el promedio aritmético, dado en términos porcentuales (Coeficiente de Variación).

Los intervalos de confianza, se calcularon teniendo en cuenta el promedio, el valor "T" de Student, para una probabilidad del 5% y la desviación estándar de la media:

Límite inferior: Promedio -  $\frac{(S - T)}{x}$

Límite superior: Promedio +  $\frac{(S - T)}{x}$

El estado de aprovechabilidad de los nutrientes, se efectuó, siguiendo la técnica del elemento faltante (15).

Se analizaron los ensayos efectuados en condiciones de invernadero, en suelos del Altiplano de Pasto (19), Altiplano de Túquerres (7) y de Samaniego (Clima medio) (1).

### III - RESULTADOS Y DISCUSION

#### 3.1 Variabilidad de los niveles nutricionales.

En el estudio de la variabilidad de un elemento, interviene notablemente el número de muestras analizadas. Se sabe, que a mayor número de observaciones, se mejora la precisión del estimado experimental. Cuando éstas son pocas, no se tiene idea de la amplitud de valores que la clase de observaciones puede tener.

Sin embargo, en el caso de muestreo, para análisis químicos, la incidencia de otros fac-

IPIALES <	TUQUERRES <	PASTO <	P.T. TEMPLADO
(13,59%)	(47,05%)	(53,02%)	(59,23%)

Se encontró que en el piso térmico frío la variabilidad en promedio fue menor (37,88%), mientras que en el templado fue de 59,23%.

En cuanto a las distintas zonas, se observa una pequeña diferencia entre Pasto y Túquerres, pero una diferencia acentuada con Ipiiales. Este resultado está indicando una mayor homogeneidad entre las variancias de la zona de Ipiiales, es decir los distintos contenidos de N-total se acercan más al promedio general.

Aunque ,como lo anota Blasco (4), la fracción total no es un dato indicativo del N-aprovechable del suelo, ya que no se ha encontrado ninguna correlación. Sin embargo, el conocimiento de su variabilidad puede dar pautas que permitan generalizar o zonificar las recomendaciones sobre niveles de nitrógeno que se deben aplicar.

En el presente caso, el alto coeficiente de variación detectado para las zonas de Pasto y Túquerres, está indicando que es necesario efectuar ensayos regionales de fertilización para conocer las dosis más adecuadas. Para Ipiiales, posiblemente se pueda generalizar determinado nivel. Estos datos, junto con el conocimiento de los procesos de mineralización del N-orgánico, sin duda alguna, serán de gran utilidad para un buen manejo del suelo, en lo que a fertilización se refiere.

La mayor variabilidad se presentó en el

PASTO <	IPIALES <	TUQUERRES <	P.T. TEMPLADO
(39,64%)	(40,65%)	(41,62%)	(53,00%)

Aunque se observa un cambio de lugares entre Pasto e Ipiiales, los coeficientes se pueden catalogar como similares, ya que la diferencia es pequeña. Es un resultado, parecido al del N-total, esto no es de extrañar, dada la alta corre-

tores tales como: toma de la muestra, lugar, herramientas, empaques, reactivos, equipo, pesada, etc. pueden aumentar la variación.

En los Cuadros 1 y 2 se presentan los coeficientes de variación y los Límites de Confianza.

#### 3.1.1 Variabilidad del N-Total.

La secuencia encontrada en las tres zonas del piso térmico frío y en el templado para el N-total fue:

piso térmico templado. Una explicación posible a éste resultado, puede estar en la topografía que predomina en este piso. Por lo general es bastante accidentada, con altas, medianas y bajas pendientes. Si se asocia lo anterior, con los contenidos de materia orgánica, que está estrechamente relacionada con el N-total, se deduce que habrá diferencias entre los contenidos de éste elemento en cada tipo de topografía. Esto no sucede en el piso térmico frío, en donde las tres zonas, por lo general tienen una topografía plana, con ligeras ondulaciones y suaves pendientes.

Un estudio efectuado por Guerrero, Gamboa y Blasco (14) demostró que el movimiento y las pérdidas de materia orgánica en el piso templado alcanzaron un 56,80%, mientras que en frío eran de 30,08%.

Esta variación se notará, al analizar muestras de regiones de alta pendiente, con otras en donde ésta sea relativamente baja.

Es importante en los casos de alta variabilidad, tomar un buen número de sub-muestras que permitan formar una que ofrezca una mayor homogeneidad.

#### 3.1.2 Variabilidad de la Materia Orgánica

Los coeficientes de variación, detectados para la materia orgánica, ofrecen la siguiente secuencia:

lación que existe entre los dos, ya que la mayor parte del nitrógeno está representado por la fracción orgánica (4).

Para las tres zonas se observa una varia-

ción consistente. Sin embargo el piso térmico templado se aleja, mostrando como en el caso del N-total una variabilidad mayor.

El promedio de variación para el piso térmico frío (40,63%) fue menor que el del piso templado (53,0%).

El manejo de los suelos, posiblemente pudo incidir en éstos resultados, la topografía, discutida ya en el caso del N-total y el contenido de alófana presente en cada región. Como lo explican Bornemisza y Pineda (6), este compuesto inhibe en cierto modo la mineralización,

P.T. TEMPLADO < TUQUERRES < IPIALES < PASTO  
(73,00%) (76,16%) (82,38%) (133,05%)

La posición que se venía presentando, en este caso cambia rotundamente. Pero lo más llamativo, es la variabilidad presentada por la zona de Pasto que sobrepasa el 100%. Esto, incide naturalmente en que al comparar los dos pisos, el templado muestra menor variabilidad (73,00%), contra 97,19% del frío.

Para explicar estos resultados, se deben tener en cuenta diversos factores. Uno de los más importantes, es la fácil y rápida transformación de P-aprovechable a formas no asequible para las plantas, tan común en suelos de origen volcánico. Al respecto, Guerrero (13) encontró que los fenómenos de fijación en los suelos de Naríño sobrepasaban el 90,0%.

Otra posible explicación podría estar en los métodos de aplicación y niveles de abonos fosfatados aplicados al suelo. En algunas regiones del piso térmico frío, se aplican altas dosis (400-500 kgs/Ha.), tal es el caso de la región de Botana, Catambuco, Obonuco, pertenecientes a la zona de Pasto. En otras regiones, esta práctica se emplea muy poco o las dosis son

PASTO < P.T. TEMPLADO < TUQUERRES < IPIALES  
(37,72%) (56,94%) (63,13%) (75,95%)

Se observa con este elemento, una llamativa discordancia en la zona de Ipiiales, especialmente comparándola con la variación que presenta en el N-total. Por otro lado, la zona de Pasto presenta casi en un 50% menor variabilidad.

En promedio, los dos pisos térmicos muestran una similar variación, en efecto, el templado tiene un 56,94% mientras que el frío es de 58,73%.

Con miras a dar una explicación de estos resultados, se podría tener en cuenta factores

conservando indirectamente la materia orgánica.

### 3.1.3 Variabilidad del Fósforo aprovechable.

Es muy conocida la variabilidad que presenta el fósforo aprovechable en el suelo. Los investigadores que se han dedicado a estudiar éste elemento, hacen énfasis en la necesidad de efectuar un número adecuado de repeticiones en la determinación química de las distintas fracciones de fósforo.

En el presente trabajo se evidenció esa alta variabilidad, los coeficientes ofrecen la siguiente secuencia:

muy bajas, como por ejemplo en Tangua y Yacuanquer.

La misma consideración se podría tener en cuenta para el piso térmico templado, en la zona dedicada al cultivo del café, se fertiliza generalmente con abono del grado 6-24-6, no así en las zonas dedicadas al cultivo del plátano, caña o yuca.

Los resultados indican que es conveniente, para disminuir esta variabilidad, tener en cuenta las recomendaciones propuestas por Forsythe (11), en efecto, se debe calcular un determinado número de sub-muestras que formen una muestra completa de suelo, de tal modo que el promedio muestral se acerque con una precisión dada al promedio verdadero.

### 3.1.4 Variabilidad del potasio de cambio.

El potasio de cambio se encuentra en adecuadas condiciones en los suelos andinos de Naríño (5). En cuanto a su variabilidad, los coeficientes ofrecen la siguiente secuencia:

climáticos, como la precipitación pluvial y edafológicos como la textura. Una alta pluviosidad en determinada zona, que presente texturas livianas, ofrece más facilidades a las pérdidas por lixiviación. Si a esto se le añade la pendiente, las pérdidas por escorrentía pueden ser también de consideración. Además no se debe descartar el uso de fertilizantes potásicos, generalmente cuando se usan fórmulas completas. En algunas regiones dedicadas al cultivo de la papa y el trigo es muy común usar fertilizantes de grado 10-30-10 y en zona cafetera el 12-6-24.

### 3.1.5 Variabilidad del calcio y magnesio de cambio.

Para el calcio intercambiable se encontró la siguiente secuencia de variación:

PASTO < TUQUERRES < IPIALES < P.T. TEMPLADO  
(39,75%) (41,21%) (45,23%) (52,65%)

Estos resultados demuestran, que es el elemento que menor variabilidad presenta, comparado con los otros.

En promedio el piso frío ofreció una variación menor que el templado: 42,0% contra 52,65%.

Para el magnesio la secuencia fue la siguiente:

TUQUERRES < PASTO < IPIALES P.T. TEMPLADO  
(41,80%) (42,10%) (58,76%) (58,81%)

Se observa similitud, entre la zona de Pasto y el piso templado. Al comparar los promedios, nuevamente el frío mostró la menor variabilidad: 47,55% contra 58,81% del templado.

Es muy posible, que estos dos elementos, puedan presentar variación a causa de los mismos factores que incidieron en la del potasio,

ya que como él, pueden fácilmente lixiviarse, en otras palabras son bastante móviles.

### 3.1.6 Variabilidad general de los elementos.

Con base en los coeficientes de variación de los dos pisos térmicos, se determinó el estado de variabilidad para toda la región andina de Narifio.

La secuencia seguida fue:

M.O < Ca < N < K < Mg P  
(46,18) (47,37%) (48,55%) (52,83%) (53,18%) (85,09%)

Se destaca la alta variabilidad del fósforo aprovechable; mientras que los otros elementos muestran una variación consistente.

De acuerdo a algunos estadísticos, coeficientes de variación que pasen del 29% se catalogan como extremos (8).

Lo anterior, permite concluir que en suelos volcánicos la variabilidad de los elementos es alta y que por consiguiente se debe tener cuidado en el muestreo, para obtener datos más cercanos a la media verdadera.

### 3.2 Fertilidad de los suelos.

Los pocos estudios que se tienen sobre ensayos de tipo biológico, no permiten efectuar un análisis real de la fertilidad de los suelos de la región andina, máxime teniendo en cuenta la variabilidad que presentan sus elementos.

No obstante, podrán dar una visión general de la aprovechabilidad de los nutrimentos y su relación con las concentraciones de macro y micro elementos que contienen sus suelos.

#### 3.2.1 Fósforo

De acuerdo al estudio efectuado por Blasco (5), sobre propiedades químicas de estos suelos, el elemento crítico es definitivamente el fósforo en su forma aprovechable (Cuadro 5).

Los estudios biológicos confirman este concepto. En la Figura 1 se observa la respuesta del tratamiento sin fósforo en suelos de clima medio, región de Samaniego (1). En la Figura 2, aparece la respuesta de cuatro suelos del Altiplano de Pasto a distintos niveles de  $P_2O_5$ . En la Figura 3 se presenta la respuesta del tratamiento sin fósforo para suelos del Altiplano de Túquerres.

En el presente estudio, se confirma esta alta deficiencia. Los promedios de P-aprovechable son muy bajos: 22,01 Kgs/Ha para el piso frío y 8,40 Kgs/Ha para el templado (Cuadro 1).

El intervalo de confianza para esta forma de fósforo, al nivel de probabilidad del 5% se presenta en el Cuadro 3. Su máximo, para toda la región andina no alcanza los límites que se consideran como normales (39 Kgs/Ha).

En los límites de confianza, calculados para cada zona del piso frío, también se observa que, el máximo de cada uno de ellos no alcanza tampoco este nivel normal. Cuadro (3).

La situación es más grave para el piso térmico templado en donde la concentración es definitivamente muy baja.

Se hace necesario, un detenido estudio de este elemento y un programa de investigación



### **sobre fuentes, niveles y métodos de aplicación.**

En los suelos del Altiplano de Pasto, se encontraron respuestas altamente significativas, al aplicar dosis de 2.500 kilogramos por hectárea de Escorias Thomas en el cultivo de papa (23).

Arteaga y Portilla (1) concluyen que los niveles de fósforo aprovechable, para la región de Samaniego (Clima medio) son extremadamente bajos, a punto de que el tratamiento sin fósforo provocó una producción similar a la del testigo.

El mismo resultado fue encontrado en suelos de 10 regiones del altiplano de Túquerres (7). Trabajando en cuatro zonas del Altiplano de Pasto, se encontró respuesta altamente significativas a aplicaciones de 100 Kgs/N/Ha-300 Kgs/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Ha y 50 Kgs/K<sub>2</sub>O/Ha. (19).

#### **3.2.2 Nitrógeno.**

Los estudios efectuados sobre caracterización del nitrógeno, en estos suelos, ofrecen datos en que las concentraciones de N-intercambiable son adecuadas (Cuadro 4). Sobre este aspecto se anota que a pesar de las buenas cantidades detectadas en los análisis químicos, es posible que se presenten problemas con los nitratos (10).

En suelos del Altiplano de Pasto se encontraron concentraciones de 75 ppm, para Túquerres concentraciones de 120 ppm y para suelos de clima medio en condiciones de cultivo 107,28 ppm (5,10). (20).

Los estudios biológicos ofrecen los siguientes datos: en el ensayo efectuado en suelos del Altiplano de Pasto, se evidenció una respuesta altamente significativa a aplicaciones de nitrógeno, llegando a recomendar dosis mayores de 100 Kgs/Ha. Esta respuesta se debe, posiblemente, a que el proceso de mineralización en estos suelos, no se presenta en forma adecuada (19).

Sin embargo, en el Altiplano de Túquerres, al aplicar la misma dosis, se encontró una respuesta deprimente (7). Es posible, que la mineralización en estos suelos se lleve a cabo en mejor forma. La adición de 50 ppm, aumentó la concentración y probablemente como lo anotan Tauscher y Adler (22) a cantidades mayores de 76 ppm en algunos casos se puede presentar condiciones de toxicidad a causa de la formación en exceso de nitritos y ácido nítrico. Además se sabe que altas concentraciones de NH<sub>4</sub>, puede inhibir la absorción de magnesio y por ende la de fósforo.

Este es un caso patente de la respuesta que

un elemento puede dar en suelos en que aparentemente, las condiciones edafológicas y ecológicas son similares. Posiblemente, todo esto se deba a los procesos de mineralización.

Es conveniente, efectuar ensayos regionales de campo, para conocer el comportamiento del nitrógeno en condiciones reales.

Las experiencias demuestran que las dosis no deben pasar de 60 Kgs/N/Ha. En trigo y cebada; a mayores dosis se presentó volcamiento (17).

En los suelos de Samaniego (Clima medio), se detectó una respuesta en la que en un 30%, apareció déficit de nitrógeno. Los autores concluyen que la mineralización posiblemente es adecuada, teniendo en cuenta la temperatura reinante y en razón de que los niveles de alofana no parecen ser lo suficientemente altos, como para interferir en el proceso, tal como lo plantean Bornemisza y Pineda (6). No obstante el análisis químico de esos suelos mostró en promedio 107,28 ppm de N-intercambiable, existe la posibilidad de que las pérdidas de nitrato y de amonio sean considerables, al respecto Suárez de Castro y Rodríguez (21) encontraron que las pérdidas en suelos desnudos podían llegar a 13,92 ppm.

En cuanto al N-total, se encontró que su promedio era de 0,42%, con intervalos de confianza de 0,28%-0,56%. El hecho de que no correlacione con la forma intercambiable, no da un índice de la respuesta positiva o negativa a la aplicación de fertilizantes nitrogenados. Sería de desear que en lo sucesivo se tenga en cuenta en los análisis químicos la forma intercambiable en lugar de la total.

#### **3.2.3 Materia Orgánica**

En la mayoría de los suelos se encontraron altos porcentajes de materia orgánica, el intervalo de confianza muestra que puede oscilar entre 3,66% y 7,52%.

Sin embargo, en algunas regiones, es muy posible que se salga de estos límites, ya que se tienen suficientes experiencias, de que la materia orgánica en suelos de origen volcánico es alta (5).

#### **3.2.4 Potasio.**

No se encontró respuesta a las aplicaciones de potasio. El potencial de este elemento en los suelos estudiados es bueno. (Cuadro 6) Corre el peligro de que en los suelos de clima templado, las reservas disminuyan rápidamente, al presentarse pérdidas por erosión y lixiviación.

Revelo y Revelo (19) anotan que a dosis mayores de 50 Kgs/Ha. se pueden presentar resultados negativos.

El intervalo de confianza marca un rango de 401,47-672,53 Kgs./Ha, en el cual aun su mínimo, se cataloga como alto.

### 3.2.5 Calcio.

Para el calcio de cambio, los datos químicos obtenidos indican que las formas totales y activas son altas (12). Lo mismo sucede con la fracción intercambiable (Cuadro 7).

Gadban (12) encontró que las concentraciones promedias de calcio total en suelos del Altiplano de Pasto eran de 9.658,81 ppm, en donde el calcio activo presentaba un promedio de 5.973,73 ppm, aunque su fracción intercambiable fue un poco baja (518,52 ppm).

A su vez, Parra (18) en suelos del Altiplano de Ipiiales encontró que el calcio total tenía un promedio de 14.156,79 ppm, con 6.964,24 ppm de calcio activo. La forma intercambiable fue de 1.958,33 ppm.

Estos resultados indican un alto potencial de calcio. En suelos del Altiplano de Túquerres se encontró que la mayor producción de materia seca la presentó el tratamiento sin calcio. (Figura 3). Es posible que se presentara un desbalanceamiento, al adicionarle al completo 500 Kgs/Ca/Ha y fuera el causante de la baja producción que presentó el tratamiento completo.

En el presente trabajo se encontró un intervalo de confianza de 3.485,14 Kgs/Ha. y 7.048,82 Kgs/Ha, para la forma aprovechable, en la cual su mínimo se puede catalogar como adecuada.

### 3.2.6 Magnesio

Desafortunadamente, no se tienen datos de magnesio, como en el caso del potasio y el calcio en cuanto a su caracterización.

Los ensayos indican que no se ha encontrado respuesta a la adición de éste elemento.

Los límites de confianza, oscilan entre 454,15 y 723,23 Kgs/Ha, esta fracción no está en adecuadas cantidades y existe la posibilidad que con el tiempo se presenten deficiencias.

### 3.2.7 Azufre.

Las caracterizaciones del azufre en suelos del Altiplano de Pasto y Túquerres, Ipiiales y clima templado, efectuada por Ayala (2) indica que la forma asequible fue de 52,08; 83,30;

79,86 y 40,64 ppm respectivamente (Cuadro 8).

Esta última concentración muestra que puede existir respuesta a su adición en suelos de clima medio, ya que el azufre de reserva en esta zona fue bajo (46,50 ppm) comparado con 171,35 ppm; 100,35 ppm y 106,22 ppm para Pasto, Túquerres e Ipiiales, respectivamente.

El azufre total presentó las siguientes concentraciones: Pasto: 2.027,43 ppm; Ipiiales: 1.105,69 ppm; Túquerres: 1.248,60 ppm y clima medio 103,25 ppm.

Sin embargo, en el ensayo biológico efectuado en suelos de Samaniego, no se detectó diferencia significativa a la aplicación de éste elemento, este resultado era de esperarse, ya que aunque en promedio la zona de clima medio tiene bajas cantidades de azufre asequible, la región de Samaniego presentó para esa región la más alta concentración 63,60 ppm. aunque con una reserva bastante baja, 18,99 ppm (Cuadro 8).

### 3.2.8 Elementos menores

Los distintos estudios efectuados sobre formas totales y aprovechables de algunos microelementos, indican que los contenidos de cobre y molibdeno son bajos, mientras las cantidades de manganeso son altas (5, 9).

Los ensayos de invernadero, no han mostrado respuesta a la adición de microelementos, algunos casos como en clima medio, Arteaga y Portilla (1) informan que los elementos menores deben adicionarse por separado, ya que en conjunto uno de ellos puede impedir que se manifieste la deficiencia de otro. Así se hizo en el ensayo de suelos del Altiplano de Túquerres pero no se encontró diferencia significativa, es más, se cree que dada la alta producción de materia seca que produjo el tratamiento sin manganeso, este elemento pudo estar limitando la producción que ofreció el completo.

## CONCLUSIONES

Los resultados del presente estudio, permiten concluir que :

1. Dada la variabilidad presentada por los elementos en estudio los suelos andinos se catalogan como de alta heterogeneidad.
2. Siendo el fósforo el elemento que mayor variabilidad presentó, se hace necesario un mayor número de muestras en su análisis químicos.
3. El piso térmico templado mostró una alta heterogeneidad, por lo que no se puede ge-

neralizar las recomendaciones de fertilizantes. Se recomienda efectuar pruebas regionales en mayor cantidad.

4. En los análisis químicos se debe formar una muestra a partir de un buen número de submuestras.
5. El potencial de fertilidad de estos suelos en general es bueno, ya que no hubo respuestas significativas a la adición de los macro y microelementos. Es menor el de clima templado, pudiéndose presentar problemas en un futuro con el K, N y S.
6. Debe programarse y efectuarse un amplio estudio sobre niveles, fuentes y métodos de aplicación del fósforo.
7. Debe estudiarse el proceso de mineralización del nitrógeno P y S en cada una de las zonas del piso térmico frío y del templado.
8. Se deben ampliar los estudios de variabilidad de los elementos en las regiones andinas y volcánicas de América.

#### RESUMEN

Se estudió la variabilidad de los principales elementos químicos de los suelos de la re-

gión andina de Nariño, Sur de Colombia, en sus pisos térmico frío y templado, a partir de 400 análisis de suelos.

Se discutió la fertilidad de estos suelos, con base en ensayos biológicos. Se calcularon los intervalos de confianza para los elementos: N-total, P-aprovechable, Materia orgánica y Calcio Potasio y magnesio de cambio.

Se encontró una alta heterogeneidad en los suelos, por la marcada variabilidad de sus elementos. La secuencia de variación fue la siguiente:  $Mg < K < Ca < N < M.O < P$ .

La mayor variabilidad la presentó el fósforo, siendo a su vez el elemento limitante, por presentar muy bajos niveles. La respuesta a su aplicación fue altamente significativa.

No se presentó respuesta a la adición de K, Ca, Mg y microelementos. De acuerdo a la mineralización que se presente, puede haber o no deficiencia de nitrógeno en las zonas estudiadas. En el manejo de suelos del piso templado se debe tener cuidado con el potasio, azufre y nitrógeno.

Se hace necesario efectuar pruebas regionales, para conocer el comportamiento en el campo de nitrógeno y del fósforo, especialmente sobre niveles, fuentes y métodos de aplicación.

CUADRO 1. COEFICIENTES DE VARIABILIDAD LIMITES DE CONFIANZA DE CADA UNA DE LAS CARACTERISTICAS QUIMICAS ESTUDIADAS

	Nitrógeno Total %	Mater. Orgánica %	Carb. Orgánico %	Relación C/N	Fósf. Aprov. Kg/Ha.	Potasio de cambio Kg/Ha.	Calcio de Cambio Kg/Ha.	Magnesio de Cambio Kg/Ha.
COEFICIENTE DE VARIAB.	21,42	22,0	36,63	26,50	44,70	15,80	21,00	14,00
DESVIACION DE LA MEDIA	0,045	0,61	0,594	1,136	4,09	42,62	560,33	42,31
LIMITES DE CONFIANZA	0,28	3,66	2,46	7,36	5,60	401,47	3.485,14	454,15
P : 5%	0,56	7,52	4,22	11,81	31,60	672,53	7.048,82	723,93

**CUADRO 2. COEFICIENTES DE VARIACION E INTERVALOS DE CONFIANZA DE LOS ELEMENTOS DE LOS DOS PISOS TERMICOS**

		P I S O T E R M I C O F R I O				
		Pasto	Túquerres	Ipiales	Promedio	P-T. Templado
Nitrógeno Total %	C. de V%	53,02	47,05	13,59	37,88	59,23
	Intervalo	0,41	0,35	0,39	0,38	0,27
	de conf.	0,50	0,42	0,67	0,53	0,34
Materia Orgánica %	C. de V.	36,64	41,62	40,65	40,63	53,0
	Intervalo	4,68	5,54	6,51	5,57	3,77
	de conf.	5,46	6,52	7,61	6,53	4,63
Fósforo Aprovech. Kg/Ha.	C. de V.	133,05	76,16	82,38	97,19	73,0
	Intervalo	14,07	14,52	23,97	17,52	7,18
	de conf.	24,11	19,66	33,27	25,65	9,62
Potasio de Cambio Kg/Ha.	C. de V	37,72	63,13	75,95	58,73	56,94
	Intervalo	506,5	554,7	406,1	507,1	401,9
	de conf.	588,3	713,1	622,9	641,4	474,2
Calcio de cambio Kg/Ha.	C. de V.	39,57	41,21	45,23	42,0	52,65
	Intervalo	5.584,8	4.394,0	5.742,6	5.500,7	3.508,1
	de conf.	6.534,5	5.174,9	6.872,3	6.193,9	4.324,6
Magnesio de cambio Kg/Ha.	C. de V.	42,10	41,81	58,76	47,55	58,81
	Intervalo	536,93	526,02	618,94	560,63	427,45
	de conf.	634,57	620,96	781,92	679,15	542,75

**CUADRO 3. PROMEDIOS ARITMETICOS DE CADA UNA DE LAS CARACTERISTICAS QUIMICAS ESTUDIADAS**

Piso Térmico	Nitrógeno Total %	Materia Orgánica %	Carbono Orgánico %	Relación C/N	Fósforo Aprovechable Kg./Ha.	Potasio Cambio Kg./Ha.	Calcio de Cambio Kg./Ha.	Magnesio de Cambio Kg./Ha.
<b>FRIO : Pasto</b>	<b>0,46</b>	<b>5,07</b>	<b>2,94</b>	<b>6,39:1</b>	<b>19,09</b>	<b>547,20</b>	<b>6.059,58</b>	<b>585,75</b>
<b>: Ipiales</b>	<b>0,53</b>	<b>7,06</b>	<b>5,81</b>	<b>10,9 :1</b>	<b>28,44</b>	<b>541,54</b>	<b>6.307,47</b>	<b>700,43</b>
<b>: Túquerres</b>	<b>0,39</b>	<b>6,03</b>	<b>3,89</b>	<b>9,97:1</b>	<b>18,50</b>	<b>633,95</b>	<b>4.784,50</b>	<b>573,50</b>
<b>Media: P. T. Frío</b>	<b>0,46</b>	<b>6,05</b>	<b>4,21</b>	<b>9,10:1</b>	<b>22,01</b>	<b>574,23</b>	<b>5.717,18</b>	<b>619,89</b>
<b>TEMPLADO</b>	<b>0,31</b>	<b>4,20</b>	<b>2,43</b>	<b>7,83:1</b>	<b>8,40</b>	<b>426,22</b>	<b>3.916,39</b>	<b>495,10</b>

**CUADRO 4. FORMAS DE NITROGENO EN LAS TRES ZONAS DEL PISO TERMICO FRIO Y EN EL PISO TERMICO TEMPLADO.**

Resultados en ppm

<b>Fracciones</b>	<b>Pasto</b>	<b>Ipiales</b>	<b>Túquerres</b>	<b>P. T. Templado</b>
<b>N-TOTAL</b>	<b>4.000,08</b>	<b>4.071,63</b>	<b>3.182,90</b>	<b>3.090,00</b>
<b>N-ORGANICO</b>	<b>3.834,41</b>	<b>3.447,95</b>	<b>2.927,28</b>	<b>2.873,04</b>
<b>N-INORGANICO</b>	<b>166,39</b>	<b>623,74</b>	<b>255,62</b>	<b>216,96</b>
<b>N-NH4-FIJO</b>	<b>102,88</b>	<b>476,76</b>	<b>142,11</b>	<b>99,69</b>
<b>N-NH4-INTERCAMB.</b>	<b>63,51</b>	<b>146,97</b>	<b>120,14</b>	<b>107,28</b>
<b>N-NH3</b>	<b>10,12</b>	<b>30,46</b>	<b>156,08</b>	<b>21,40</b>

**CUADRO 5. FORMAS DE FOSFORO EN LAS TRES ZONAS DEL PISO TERMICO FRIO Y EN EL PISO TERMICO TEMPLADO.**

Resultados en ppm

<b>Fracciones</b>	<b>Pasto</b>	<b>Ipiales</b>	<b>Túquerres</b>	<b>P. T. Templado</b>
<b>P-TOTAL</b>	<b>1.467,6</b>	<b>835,85</b>	<b>777,35</b>	<b>535,35</b>
<b>P-ORGANICO</b>	<b>136,7</b>	<b>99,71</b>	<b>53,93</b>	<b>67,44</b>
<b>P-FACILMENTE REEMPLAZAB.</b>	<b>10,5</b>	<b>12,28</b>	<b>17,50</b>	<b>7,20</b>
<b>P-Ca NO APATITICO</b>	<b>106,7</b>	<b>45,70</b>	<b>17,61</b>	<b>34,72</b>
<b>P-Ca APATITICO</b>	<b>27,1</b>	<b>100,81</b>	<b>39,11</b>	<b>23,10</b>
<b>P-ALUMINIO</b>	<b>214,1</b>	<b>189,87</b>	<b>188,00</b>	<b>66,59</b>
<b>P-HIERRO</b>	<b>207,4</b>	<b>179,03</b>	<b>64,90</b>	<b>48,46</b>
<b>P-INERTE</b>	<b>765,6</b>	<b>208,46</b>	<b>395,96</b>	<b>287,84</b>

**CUADRO 6. FORMAS DE POTASIO EN LAS TRES ZONAS DEL PISO TERMICO FRIO Y EN EL PISO TERMICO TEMPLADO.**

Resultados en ppm

<b>Fracciones</b>	<b>Pasto</b>	<b>Ipiales</b>	<b>Túquerres</b>	<b>P. T. Templado</b>
<b>K-TOTAL</b>	<b>8.506,5</b>	<b>—</b>	<b>6.596,1</b>	<b>5.816,6</b>
<b>K-ESTRUCTURAL</b>	<b>6.780,1</b>	<b>—</b>	<b>6.082,5</b>	<b>4.235,9</b>
<b>K-NO INTERC. TOTAL</b>	<b>990,6</b>	<b>—</b>	<b>177,7</b>	<b>1.214,3</b>
<b>K-NO INTERC. MAS SOLUBLE</b>	<b>685,6</b>	<b>—</b>	<b>82,6</b>	<b>708,7</b>
<b>K-INTERCAMB. HNO 3-0, 1N</b>	<b>735,6</b>	<b>—</b>	<b>443,3</b>	<b>339,3</b>
<b>K-INTERCAMB. NH4O Ac-1N</b>	<b>662,0</b>	<b>—</b>	<b>392,8</b>	<b>297,9</b>
<b>K-SOLUBLE EN AGUA</b>	<b>96,1</b>	<b>—</b>	<b>13,4</b>	<b>65,1</b>

**CUADRO 7. FORMAS DE CALCIO EN LAS TRES ZONAS DEL PISO TERMICO FRIO Y EN EL PISO TERMICO TEMPLADO.**

Resultados en ppm

<b>Fracciones</b>	<b>Pasto</b>	<b>Ipiales</b>	<b>Túquerres</b>	<b>P. T. Templado</b>
<b>Ca-TOTAL</b>	<b>9.658,81</b>	<b>14.156,79</b>	<b>8.535,57</b>	<b>—</b>
<b>Ca-ACTIVO</b>	<b>5.973,73</b>	<b>6.268,71</b>	<b>2.651,08</b>	<b>—</b>
<b>Ca-INACTIVO</b>	<b>3.685,08</b>	<b>8.679,30</b>	<b>5.884,49</b>	<b>—</b>
<b>Ca-INTERCAMBIA.</b>	<b>518,52</b>	<b>1.938,60</b>	<b>831,53</b>	<b>—</b>
<b>Ca-SOLUBLE AGUA</b>	<b>4,56</b>	<b>246,91</b>	<b>20,12</b>	<b>—</b>

**CUADRO 8. FORMAS DE AZUFRE EN LAS TRES ZONAS DEL PISO TERMICO FRIO Y EN EL PISO TERMICO TEMPLADO.**

Resultados en ppm

<b>Fracciones</b>	<b>Pasto</b>	<b>Ipiales</b>	<b>Túquerres</b>	<b>P. T. Templado</b>
<b>S-TOTAL</b>	<b>2.027,43</b>	<b>1.105,69</b>	<b>1.248,60</b>	<b>103,25</b>
<b>S-INORGANICO</b>	<b>1.803,90</b>	<b>929,24</b>	<b>1.059,07</b>	<b>16,09</b>
<b>S-ORGANICO</b>	<b>223,44</b>	<b>179,90</b>	<b>189,52</b>	<b>87,15</b>
<b>S-RESERVA</b>	<b>171,35</b>	<b>100,03</b>	<b>106,22</b>	<b>46,50</b>
<b>S-ASEQUIBLE</b>	<b>52,08</b>	<b>79,86</b>	<b>83,30</b>	<b>40,64</b>



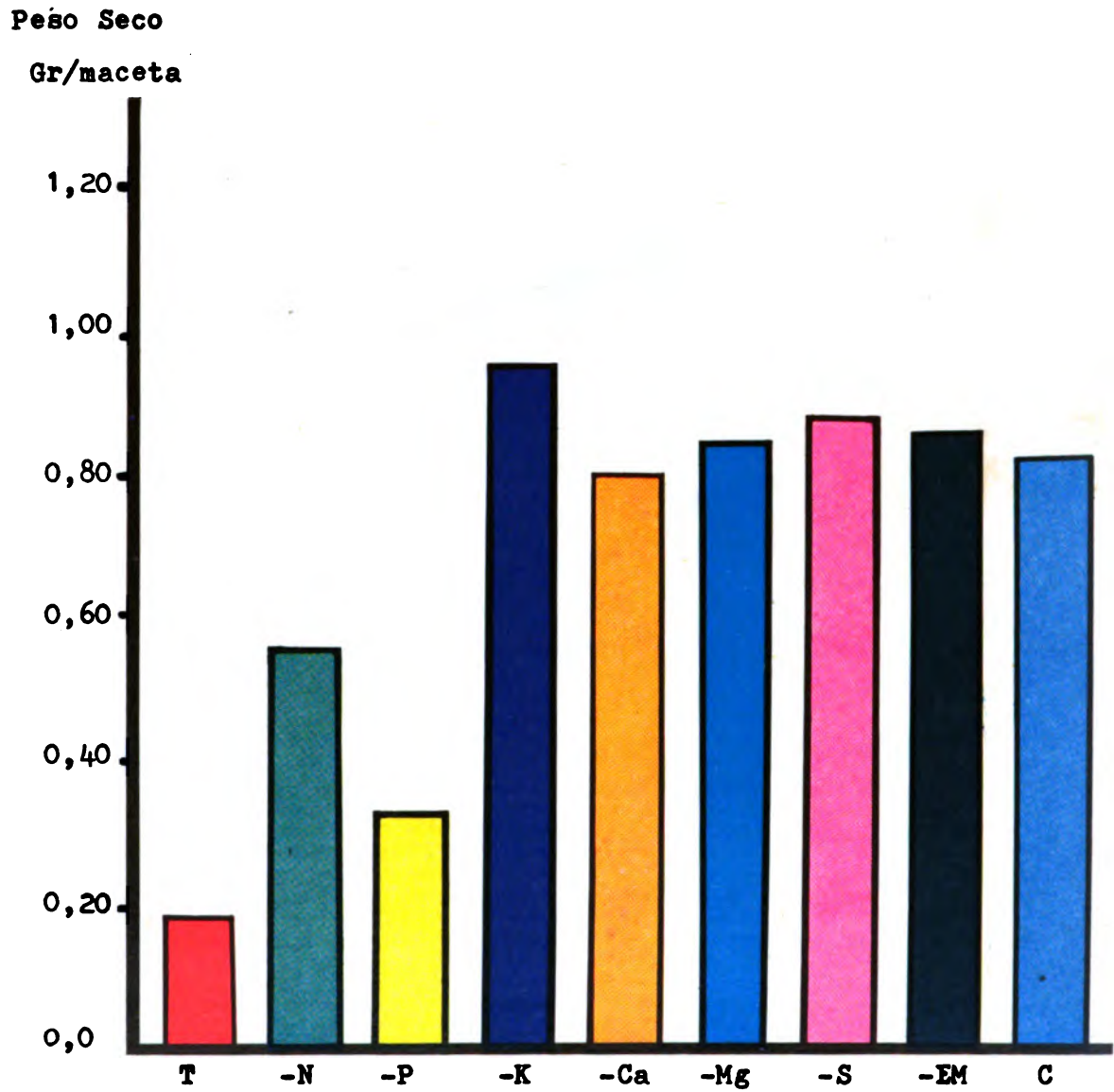


Figura 1. Efecto de los tratamientos sobre la producción de materia seca en Clima Medio.



Materia seca.

gramos

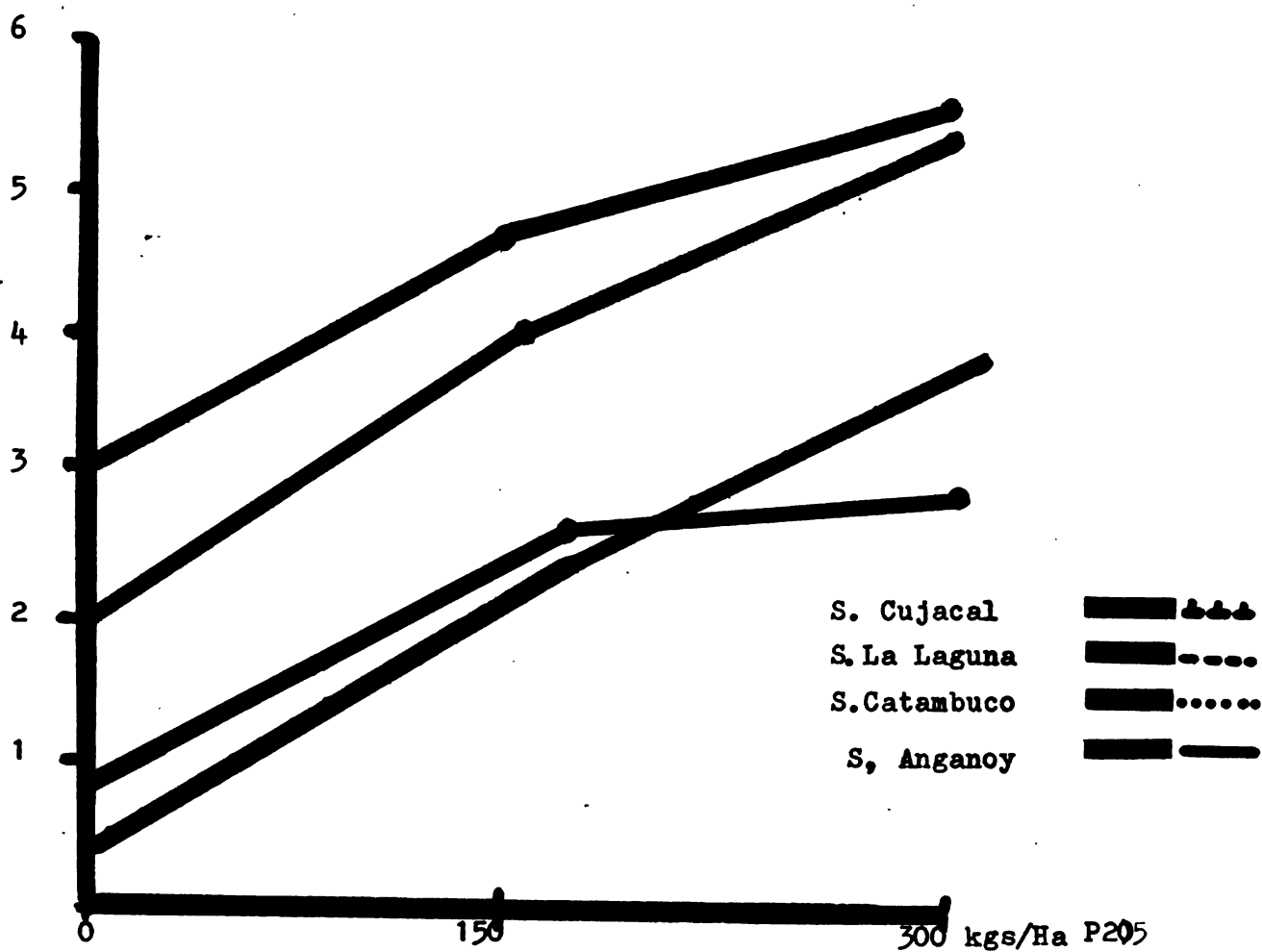


Figura 2. Efecto del fósforo en Suelos de clima frío en presencia de 100Kg/N/Ha y 50 Kg/K<sub>2</sub>O/Ha



Peso seco.  
gr/maceta

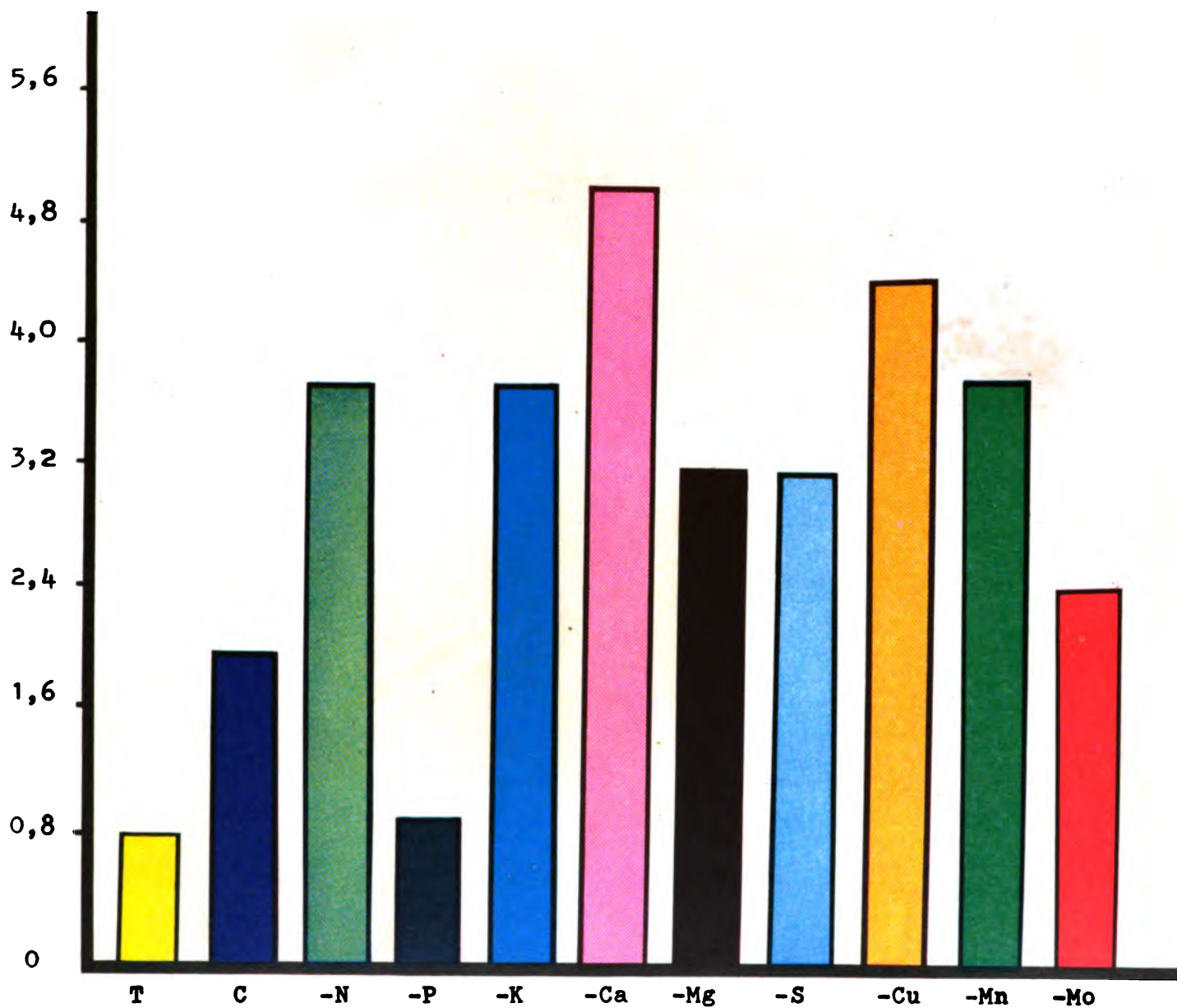


Figura 3. Efecto de los tratamientos sobre la producción de materia seca en suelos del Altiplano de Tùquerres.



## BIBLIOGRAFIA

1. ARTEAGA, L. y PORTILLA, C. Estudio de las condiciones químicas y de fertilidad de diez suelos de clima medio en el Departamento de Nariño. Tesis. Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1970. 89 p.
2. AYALA, H. Estudio del azufre en algunos suelos del Departamento de Nariño y la Intendencia Nacional del Putumayo. Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1971. 67 p.
3. BENAVIDES, H. Fraccionamiento de Nitrógeno en suelos del Altiplano de Ipiales. Tesis. Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1971. 63 p.
4. BLASCO, M. Bioquímica del nitrógeno. In: Microbiología del suelo. Turrialba, IICA, 1970. pp. 128-176.
5. BLASCO, M. Características químicas de los suelos volcánicos de Nariño, Colombia - In: Panel de suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Julio 6 - 13, 1969. Turrialba, IICA, 1969. B 8.1 - B 8.10.
6. BORNEMISZA, E. y PINEDA, R. Minerales amorfos y mineralización de nitrógeno en suelos derivados de cenizas volcánicas. In Panel de suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Julio 6 - 3, 1969. Turrialba IICA, 1969. pp. B-7.
7. BRAVO, H. y ERASO, P. Fertilidad de los suelos del Altiplano de Túquerres. Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1972. 60 p.
8. CALZADA, J. Métodos estadísticos para la investigación. SESATO. Lima. 493 p. 1964.
9. CHAMORRO, B. y ECHEVERRIA C. Determinación de Al, B, Cu, Co, Fe, Mn y Zn intercambiables en suelos de la Sabana de Túquerres (Nariño). Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño - 1971.
10. FEUILLET, E. y FEUILLET A. Fraccionamiento de N-P-K en el Altiplano de Túquerres. Tesis Ing. Agr. Pasto, Universidad de Nariño. 1970. 84 p.
11. FORSYTHE, W. Importancia de la variabilidad de las propiedades del suelo para evaluarlos en su manejo. Turrialba 20 (4): 445-451. 1970.
12. GADBAN, J. Algunos aspectos del calcio en el Altiplano de Pasto. Tesis Ing. Agr. Pasto, Universidad de Nariño. 1971. 61 p.
13. GUERRERO, R. Estudio de la capacidad de fijación de fósforo y sus formas en suelos volcánicos de cuatro regiones andinas de Nariño. Tesis de promoción profesoral. Pasto. Universidad de Nariño. 1972. 38 p.
14. GUERRERO R., GAMBOA J. y BLASCO M. Efecto del desbosque en las pérdidas de nitrógeno, materia orgánica y potasio en la región andina de Nariño. In: Tercera Reunión Nacional de Suelos. Ibagué. 1972. 28 p.
15. MARTINI, J. A. Caracterización del estado nutricional de los principales "latosoles" de Costa Rica, mediante la técnica del elemento faltante en invernadero. Turrialba. 19 (3): 394-408. 1969.
16. MOLINA, O. y BLASCO, M. El nitrógeno en suelos derivados de cenizas volcánicas del Altiplano de Pasto. Colombia. Turrialba 20 (1): 23-26. 1970.
17. NAVIA O. y SOTO, A. Influencia de la densidad de siembra y la fertilización nitrogenada en tres variedades de cebada. Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1968. 62 p.
18. PARRA, A. Fraccionamiento del calcio en suelos del Altiplano de Ipiales. Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1971. 39 p.
19. REVELO, C. y REVELO M. Estudio de fertilidad en invernadero de algunos suelos del Altiplano de Pasto, Nariño, Colombia. Tesis Ing. Agr. Pasto, Universidad de Nariño. 1968. 121 p.
20. ROSERO, L. G. Fraccionamiento del nitrógeno en algunos suelos de Clima medio del Departamento de Nariño. Tesis Ing. Agr. Pasto. Universidad de Nariño. 1970. 90 p.
21. SUAREZ DE CASTRO, F. y RODRIGUEZ, A. Investigaciones sobre erosión y la Conservación de Suelos en Colombia. Federación Nacional de Cafeteros. Antares. Bogotá. 1962. 473 p.
22. TEUSCHER, H. y ADLER, R. El suelo y su fertilidad. Editorial Continental. México. 1965. 510 p.
23. TIMARAN, R. Influencia de dosis y fuentes de fósforo en el cultivo de la papa. Tesis Ing. Agr. 1971. 72 p.





# ALGUNAS APLICACIONES DEL DIAGRAMA DE FERTILIDAD A SUELOS Y PLANTAS EN CHILE

Gotardo Schenkel\*

## INTRODUCCION

Clima, suelo y planta actúan como una trilogía sobre la productividad agrícola. La característica de los factores climáticos, de ser independientes del hombre-válida para las extensas superficies ocupadas por los suelos chilenos derivados de cenizas volcánicas (Valdés, 1969) - convierten a la fertilización (Bondorff, 1958; Bouyer, 1963 y 1965; Chaminade, 1965a y Schuffelen, 1958) y a las variedades mejoradas (Tisdale and Nelson, 1968 y Lawton, 1961) en las principales herramientas para aumentar la producción agrícola.

Es frecuente usar los rendimientos (Chaminade, 1965b) y/o la composición química de las plantas (Chapman, 1960) como criterio para estimar la existencia y aún la intensidad de una deficiencia nutritiva. También se emplean estos criterios para comparar la eficiencia de diferentes fertilizantes portadores de un mismo elemento necesario a las plantas (Godfrey, Fisher and Norris, 1959).

Esta situación explica la búsqueda de expresiones matemáticas que vinculen al rendimiento con las deficiencias nutritivas (Martini, 1970a) o con las distintas variedades de una misma especie vegetal (Jensen and Nittler, 1971) pretendiendo demostrar con ello la dependencia del primero con los otros dos. Una importante variante la constituye la valoración de los rendimientos de las variedades en relación a la tolerancia que presentan frente a cantidades excesivas de algunos componentes del suelo (Polson and Adams, 1970; Long and Foy, 1970; Foy et al. 1965 y 1967).

Una menor atención se ha concedido a la interdependencia existente entre los diversos factores de crecimiento involucrados en suelos y planta, como asimismo su efecto sobre los rendimientos. Este vacío en nuestro conocimiento podría atribuirse a la falta de un método experimental adecuado para encarar dichos problemas.

En base a los ensayos de macetas realizados con aproximadamente 500 muestras de suelo que proceden de todo el extremo sur de Chile (entre latitudes 38°S y 52°S) y preferentemente derivados de cenizas volcánicas, se ad-

quiere la convicción que el diagrama de fertilidad (Schenkel, 1971b) constituye un medio favorable para estos estudios.

Será propósito de este trabajo entregar antecedentes que ilustren sobre la utilidad, precisión, sensibilidad y versatilidad del diagrama de fertilidad. Es preciso recalcar que el énfasis desea colocarse en las aplicaciones, antes que en la metodología, por cuanto ésta última puede consultarse en trabajos que sirvieron a dicho objetivo. (Schenkel, 1971a y b; Schenkel y Baherle, 1971; Schenkel y Garardo, 1971; Schenkel y Floody, 1971; Schenkel, Pino y Floody, 1971, y Schenkel et al. 1970, 1971a). Todas las experiencias han sido efectuadas en la Estación Experimental Carillanca.

## CONSIDERACIONES GENERALES:

Existe muy difundida la idea que por suelo fértil debe entenderse únicamente uno capaz de suministrar buenos rendimientos con las plantas que ahí se cultiven. Este concepto se ha abandonado en la actualidad (Bouyer, 1963), por la facultad que tiene el hombre de modificar la fertilidad del suelo, mediante la fertilización. Ciertamente existen otros factores, propios del suelo, que también actúan sobre su fertilidad, imposibles de alterar o con severas restricciones para generalizar su uso.

Por consiguiente, se pueden determinar muchos niveles de fertilidad, asociados a otros tantos de productividad agrícola. Todos ellos tienen un comportamiento intermedio entre dos condiciones extremas: la fertilidad actual y la fertilidad potencial (Schenkel, 1971a). Se desea subrayar que solo en programas sanos de desarrollo agrícola se confunde la fertilidad potencial con una condición final del suelo. Lamentablemente se ha comprobado que el hombre, en posesión de un conocimiento insuficiente de la realidad sobre la actual actúa, retrógrada la condición inicial del suelo a otra final peor. Por desgracia, no pocas veces se asocia este error con cambios irreversibles en el suelo. Por tanto comprometen en la misma forma su fertilidad, pasando a constituir factores limitantes de la producción de una manera casi irremediable. (Por ej. erosión).

La fertilidad potencial se puede medir por los rendimientos susceptibles de obtener en las mejores condiciones de explotación posibles. La fertilidad actual, en cambio, se puede medir

\* Estación Experimental de Carillanca, Temuco, Chile.

por los rendimientos que se obtienen en las condiciones de explotación existentes en un instante dado. (Schenkel, 1971a).

Apoiado en estos conceptos se concibe la fertilidad del suelo como una característica dinámica del mismo, donde cabe al hombre una función preponderante para alterarla. Mejorar la fertilidad actual ha de ser siempre la meta, hasta alcanzar la fertilidad potencial; ello se consigue mediante la fertilización de corrección (Schenkel y Gajardo, 1971). Una vez alcanzada ésta, debe ajustarse la abonadura a una simple reposición de los nutrientes extraídos por la planta y por pérdidas que se produzcan en el suelo; se la denomina fertilización de mantención.

Mucha atención se concede al tiempo requerido para alcanzar la fertilidad potencial. Aunque las ventajas de lograrlo en un tiempo mínimo son múltiples, queda supeditado a los factores económicos. Las mejores condiciones económicas imperan en los países de agricultura más desarrollada (Schnkel y Gajardo, 1971). Cuando ellas no se dan, es preferible mejorar poco a poco la fertilidad actual, para lo cual deben buscarse fórmulas y dosis de fertilización económicamente rentables.

"Hay coincidencia de parte de muchos investigadores en considerar que el abonamiento de corrección debe adaptarse ante todo al suelo y no a la planta (Schenkel y Gajardo, 1971). El solo conocimiento que se tiene de la fertilidad de un suelo, en un momento dado, es insuficiente para conocer por sí mismo su fertilidad potencial, imponiéndose la experimentación como una necesidad ineludible.

#### DIAGRAMA DE FERTILIDAD:

Schenkel, 1971b, "comprueba una variación lineal del logaritmo del índice de rendimiento de los distintos tratamientos de fertilización incompleta (fertilidad actual), con la producción acumulada de la fórmula completa (fertilidad potencial)". La existencia de esta relación se considera muy útil, porque permite, entre otras cosas: (ver figura 1)

- finalizar el ensayo con tres cortes
- establecer con precisión la intensidad y la jerarquía de las deficiencias
- estimar la velocidad de agotamiento del elemento ausente en la fórmula de fertilización incompleta
- comprobar que, como regla general, las deficiencias se intensifican cuando aumentan las producciones acumuladas de

materia seca de la abonadura completa.

En síntesis, las carencias nutritivas dependen del suelo, de su intensidad de uso y de la especie vegetal (Schenkel y Floody, 1971). En todo caso, siempre es posible distinguir una jerarquía de la deficiencia y una intensidad de la misma, la que se puede expresar en forma muy simple con ayuda de un cálculo gráfico (Schenkel, Pino y Floody, 1971).

Atendiendo a la metodología, deben distinguirse dos formas conceptualmente diferentes: la primera que emplea la técnica del elemento faltante (Martini, 1970b) (Schenkel y Baherle, 1971) y la segunda, que usa la técnica del elemento agregado (Schenkel et al., 1971b). En la figura 2 se distinguen líneas de segmento y líneas continuas. Se adopta como criterio invariable en el uso del diagrama de fertilidad, denominar líneas de fertilidad a todas aquellas obtenidas por la técnica del elemento faltante (línea de segmento), para distinguirlas de las otras (línea llena) que se infieren a partir de experiencias realizadas con la técnica del elemento agregado, y que se denominan líneas de producción. En ambas técnicas se aplica la totalidad del fertilizante en el momento de la siembra (Schenkel y Baherle, 1971; Schenkel et al. 1971b).

#### APLICACIONES DEL DIAGRAMA DE FERTILIDAD:

1. **Diagnóstico de fertilidad y su contrapueba:** Mediante la figura 2 desea ilustrarse que las líneas de producción —convenientemente elegidas— confirman la validez del diagnóstico formulado a partir de las líneas de fertilidad. Esta propiedad del diagrama de fertilidad se cumple ajeno a si se trata de un suelo en que domina la deficiencia de fósforo (muestra 2367) o la de potasio (muestra 2368). Asimismo, es independiente de la jerarquía de las deficiencias nutritivas, esto es, del orden descendente en que limitan la fertilidad. En ambos suelos hay una limitación suficientemente clara de los micronutrientes, que impiden una buena eficacia de la fórmula de fertilización NPKSMg (aplicada con abonos comerciales), aunque con ella se supere la fertilidad alcanzada con la fertilización NPKS. Especialmente en el suelo de Casma se ve la severa limitación que impone la falta de potasio en la fertilidad actual. Poco vale que a éste se apliquen grandes cantidades de fósforo, si no se comienza por subsanar la mayor deficiencia de potasio. Justo lo inverso se produce con el suelo Tegualda, donde el fósforo es más urgente agregar que el potasio.

En síntesis, la adición de los elementos nu-

tritivos integrantes de la fórmula de fertilización (Schenkel et al., 1970) debe corresponder a los determinados jerárquicamente —en orden decreciente— en el diagrama de fertilidad.

2. **Estimación de la dosis de fertilizantes usada en el ensayo de macetas:** No pocas veces se ha observado en suelos derivados de cenizas volcánicas chilenos, que el rendimiento de una parcela testigo o maceta testigo (sin fertilización) supere a la de otra que recibió abonos. Precisamente en la fig. 3 se desea discutir esta anomalía. El suelo 8830 presenta una línea de fertilidad rectilínea (normal) de fósforo, en contraste con la profunda distorsión que se observa para la misma línea del suelo 2409. Semejante conducta de una línea (2409) es una evidencia innegable, que este suelo no suministró cantidades adecuadas y por cierto muy distantes de la dosis óptima requerida para determinar la fertilidad potencial. Esta curva se produce porque la maceta con la fertilización completa agotó —por diversos mecanismos o fenómenos— las reservas del elemento investigado. **Recomendación práctica:** aumentar su dosis.

Podría agregarse, como comentario, que las líneas de fertilidad del azufre y del potasio demuestran algo similar en el suelo del Valle Simpson, aunque no tan agudo. Las líneas respectivas del suelo 8830 tienen el mérito de confirmar esta interpretación, porque solo en el cuarto corte comienza a manifestarse la irregularidad comentada.

Mediante las líneas de segmento se indica el criterio que se usa para interpretar la misma línea, si esta hubiese sido "normal".

3. **Estudios de distintos suelos con una misma especie:** Aquí se presentan dos casos especiales, según se trate de conocer la conducta promedio de un conjunto de suelos con respecto a varias líneas de fertilidad y de producción, o a que se trate de estudiar una única línea de fertilidad para muchos suelos. Ambos ejemplos han sido expuestos en la figura 4. En el primer caso se presenta el diagrama de fertilidad promedio de 51 muestras de la provincia Llanquihue. Las líneas de fertilidad del fósforo y del potasio se encuentran muy próximas y bastante distantes de todas las restantes. La importancia de estos dos elementos químicos para incrementar la producción agrícola de la zona no necesita ser comentada. En cambio la buena superposición que posee la línea de producción NP, respecto de la línea de fertilidad del potasio corrobora que es el potasio el nutrimento que invade una mayor eficiencia de la fórmula NP, como en el hecho ocurre cuando se le complementa con

sulfato de potasio. Puesto que el sulfato de potasio-integrante de la fórmula NPKS -posee magnesio, no debe sorprender el éxito alcanzado con la línea NPKS.

La segunda alternativa se da cuando se considera el caso individual de cada suelo dentro del conjunto (línea de fertilidad del fósforo).

Pese a la gran limitación impuesta en los suelos de la provincia de Llanquihue por la falta de fósforo, se ve individualidad en los integrantes del conjunto. Sobretudo impresiona la muestra 2358, por su notable velocidad de agotamiento de fósforo, al extremo que para una producción de tan solo 15 g/maceta de *LOLIUM PERENNE* x *LOLIUM MULTIFLORUM*, es el suelo más deficiente en fósforo. Este suelo ilustra en forma brillante como disponiendo de la mayor fertilidad actual en el momento de la siembra (0 gramos/maceta), la pierde a poco de comenzar a intensificarse su uso. Además, mantiene en pie la necesidad de experimentar, porque no es posible deducir la fertilidad potencial a partir de la actual sin esta ayuda. En consecuencia, incumbe al diagrama de fertilidad una importante función al permitir la identificación de suelos de comportamiento homogéneo, para distinguirlos de otros con conducta diferente. Schenkel, Pino y Floody, 1971, sugieren el uso de dos parámetros —el coeficiente de posición y la pendiente de la recta semilogarítmica— para proceder rápidamente al cumplimiento de este objetivo. Extensas investigaciones han sido publicadas y pueden consultarse para una mejor comprensión de ellos (Schenkel et al., 1971a, 1971b, 1971c, 1971d, 1972a, 1972b, 1972c, 1972d).

4. **Cambios observados en la fertilidad con la profundidad del suelo.** Los suelos chilenos en cuestión se caracterizan por estar expuestos durante breves intervalos de tiempo a restricciones de humedad disponible para las plantas. Bajo tales condiciones cobra especial importancia la variación de fertilidad que pudiera observarse a distintas profundidades del perfil de suelo. Además conviene tomar en cuenta que los sistemas radiculares de las especies vegetales generalmente van mucho más allá de los 20 cm que representaría la muestra superficial.

En la figura 5 se puede ver que las mayores reservas de potasio, existen en la superficie, en la muestra 2211 hay una mayor cantidad de fósforo, que en la muestra superior o inferior a ella. Estas variaciones de fertilidad pueden acentuar notablemente las deficiencias de potasio en las plantas cuando el suelo se

somete en condiciones climáticas a un período de sequía (verano por ej.).

Por otra parte, las líneas de producción NPKS son casi independientes de la profundidad, por lo que se infiere que con dicha fertilización se está en situación de afrontar mejor las adversidades climáticas mencionadas.

**5. Estudio de distintas especies con una misma muestra:** La figura 6 pretende mostrar la gran variación detectada en las líneas de fertilidad del potasio con distintas especies vegetales. La severísima restricción impuesta sobre la cebada por la falta de potasio contrasta con la escasa influencia que este elemento parece tener en trébol subterráneo. El mismo suelo debe evaluarse como muy pobre en potasio para cebada, mientras es solo relativamente deficiente para el trébol indicado. Los efectos prácticos son que en dichos suelos no prosperará la cebada porque requiere previamente de la aplicación de potasio, situación no tan limitante en el trébol.

La fertilización de corrección en este caso no parece ser independiente de la especie, afirmación que hacen numerosos investigadores (Schenkel, 1971b). Análogamente, el potasio es notablemente más limitante de *dactylis glomerata* cv. Danés, que de ballica.

**6. Requerimiento diferencial de fertilidad requerida para cultivares de una misma especie vegetal:** La introducción de variedades mejoradas de cereales y forrajeras en la Estación Experimental Carillanca, generalmente ha podido ser asociada con mayores exigencias de fertilidad. Existe por tanto la impresión que estas mismas deberían manifestar diferencias cuando se confeccionan los diagramas de fertilidad para distintos cultivares con un mismo suelo. Así se desprende de la figura 7, donde tres cultivares de pasto ovillo presentan diferencias no despreciables para las líneas de potasio, fósforo y sobre todo magnesio. Además, la existencia de las variaciones señaladas, no altera la gravedad de las deficiencias de fósforo y potasio, como carencias nutritivas dominantes.

Esta conducta de especies y cultivares parece relacionarse con diferencias observadas en el sistema radicular (Raper and Barber, 1971a y 1971b; Caviness and Hardy, 1970; Baker et al., 1970).

**7. Estudio de la eficiencia de distintas cepas nativas de leguminosas:** Las leguminosas tienen la cualidad de poder obtener el nitrógeno esencial para su crecimiento y desarrollo

de la simbiosis con microorganismos. Esta circunstancia mueve a algunos que se preocupan de los problemas de fertilidad a dar por resuelto el abastecimiento de nitrógeno para la respectiva leguminosa. Desafortunadamente no es tan simple la situación (Schenkel y Floody, 1971).

Con la figura 8 se entrega los resultados obtenidos por Schenkel y Baherle (trabajo no publicado) y que compara las líneas de fertilidad del nitrógeno. Mientras en la técnica del elemento faltante se agregó nitrógeno al tratamiento abonadura completa, se quitó únicamente dicho elemento en el tratamiento de fertilización incompleta, manteniendo todos los demás nutrientes en las mismas condiciones de aplicación y dosis. En ningún momento se inoculó ni el suelo ni la semilla, de modo que las cepas naturales de los respectivos rizobios pudieran actuar en un medio de alta fertilidad.

Las cepas fueron inefectivas, o en todo caso muy deficiente, en alfalfa cultivar Du Puits, Trébol subterráneo cv. Tallarook —pero no cv. Mont Barker—, en lotera y en trébol andino. Las leguminosas —bajo las condiciones experimentales empleadas— no necesitan ser inoculadas cuando se trata de alfalfa Alta Franconia, trébol blanco N. Zelandia o trébol rosado Quiñequel. Además, la aplicación de nitrógeno en la fórmula completa fue depresiva para trébol blanco y muy especialmente para trébol rosado.

El resultado anterior también ha sido confirmado con otras especies o cultivares que no se muestran en la figura 8. Peter and Stritzke, 1970 comprueban que nitrato de amonio aumenta los rendimientos de la variedad Du Puits de alfalfa, pero no de la variedad Ranger.

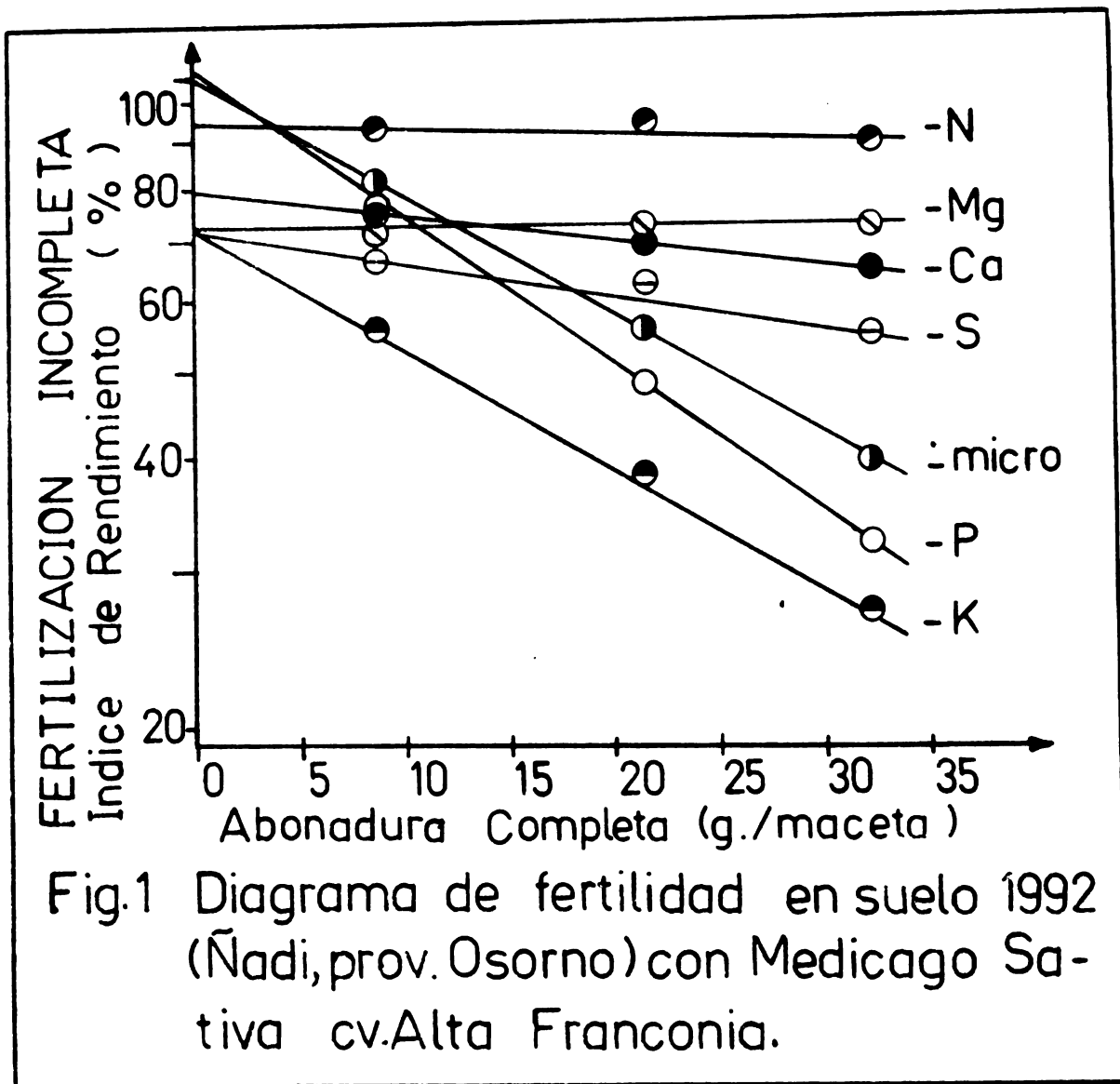
**8. Influencia del manejo dado a una pradera sobre el diagrama de fertilidad:** Ambas muestras 1992 representadas en la figura 9 proceden de un mismo predio y se ubican a menos de 300 metros de distancia una de otra. La primera se recolectó en la parcela testigo de un ensayo en praderas (Goic, 1968). La segunda muestra procede de la misma pradera, pero bajo las condiciones de manejo dadas por el agricultor. Ambos diagramas de fertilidad tienen semejanza, pues se mantiene que las carencias nutritivas decrecen según el orden potasio, fósforo, azufre, calcio y magnesio, pero con la particularidad que el manejo impuesto por el investigador corresponde siempre a una mayor disponibilidad de nutrientes.

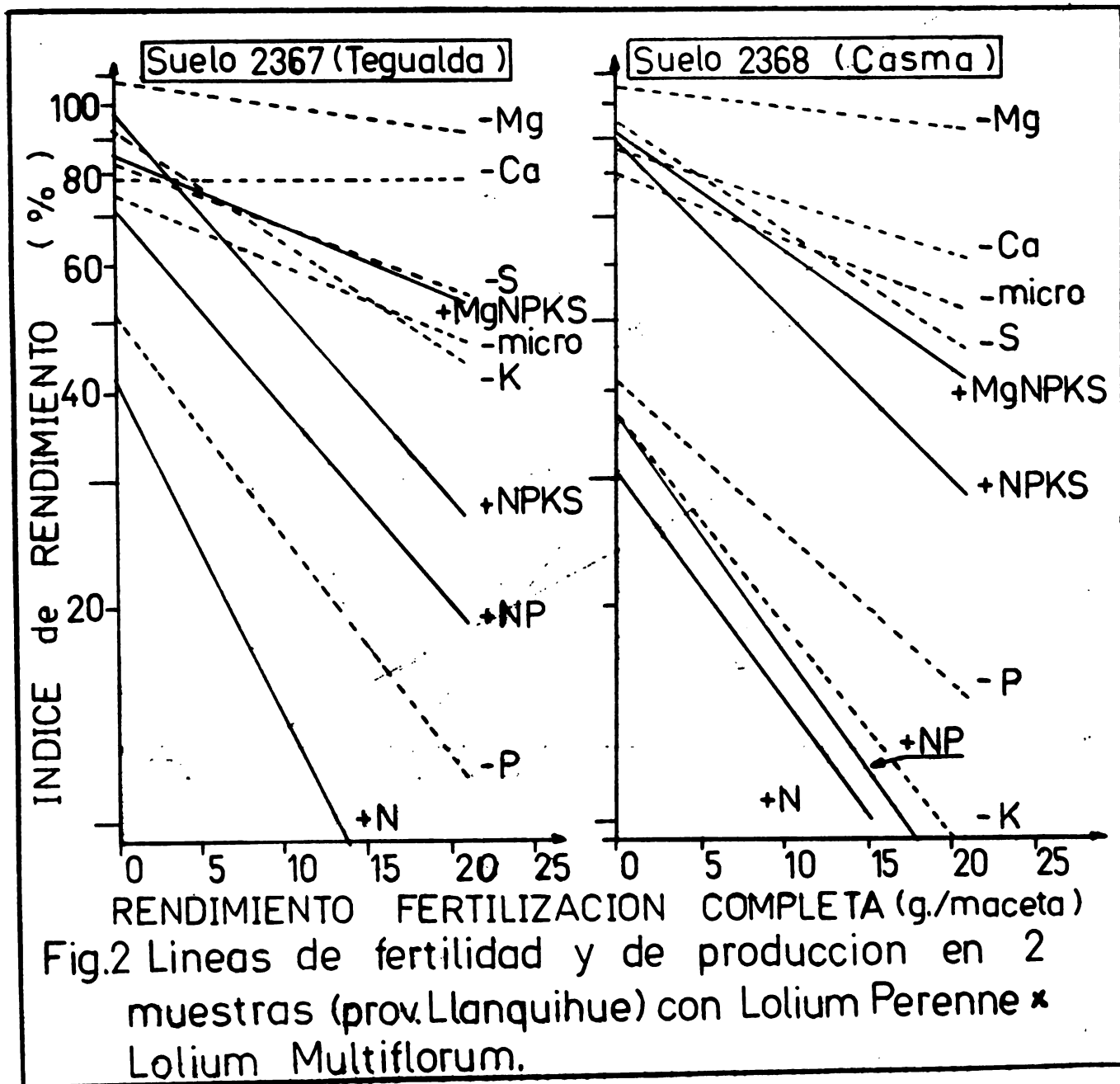
La fertilidad actual de la muestra que pro-

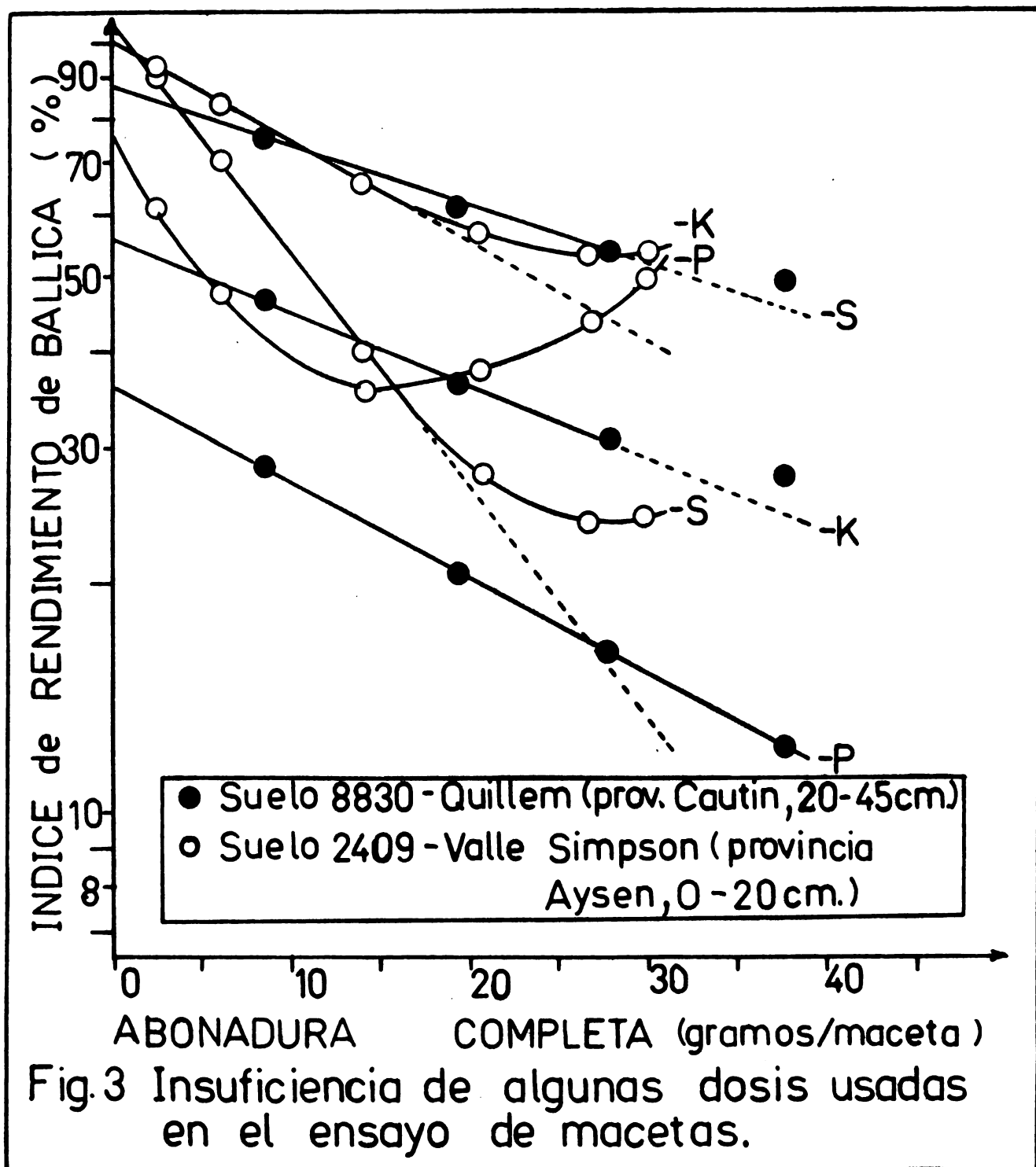
cede de la parcela testigo al finalizar el ensayo es mayor que la de la misma pradera inicial manejada por el agricultor. Hace excepción a esta regla el fósforo, para el cual por el contrario se cumple que posee un mismo coeficiente de posición (54) con ambos manejos, pero acelerando más rápidamente su agotamiento en el caso del manejo dado por el agricultor.

Puede sostenerse que existe una interac-

ción manejo de la pradera x fertilidad del suelo muy clara. En consecuencia, debe plantearse la interrogante ¿cuánto del éxito atribuido al buen manejo —a la rotación para el caso de los cultivos— es consecuencia de una mayor eficiencia y/o economía en el uso de los elementos nutritivos presentes en el suelo? (Schenkel et al., 1972c). La figura anterior permite colegir la trascendencia que tiene un buen manejo sobre la fertilidad del suelo.









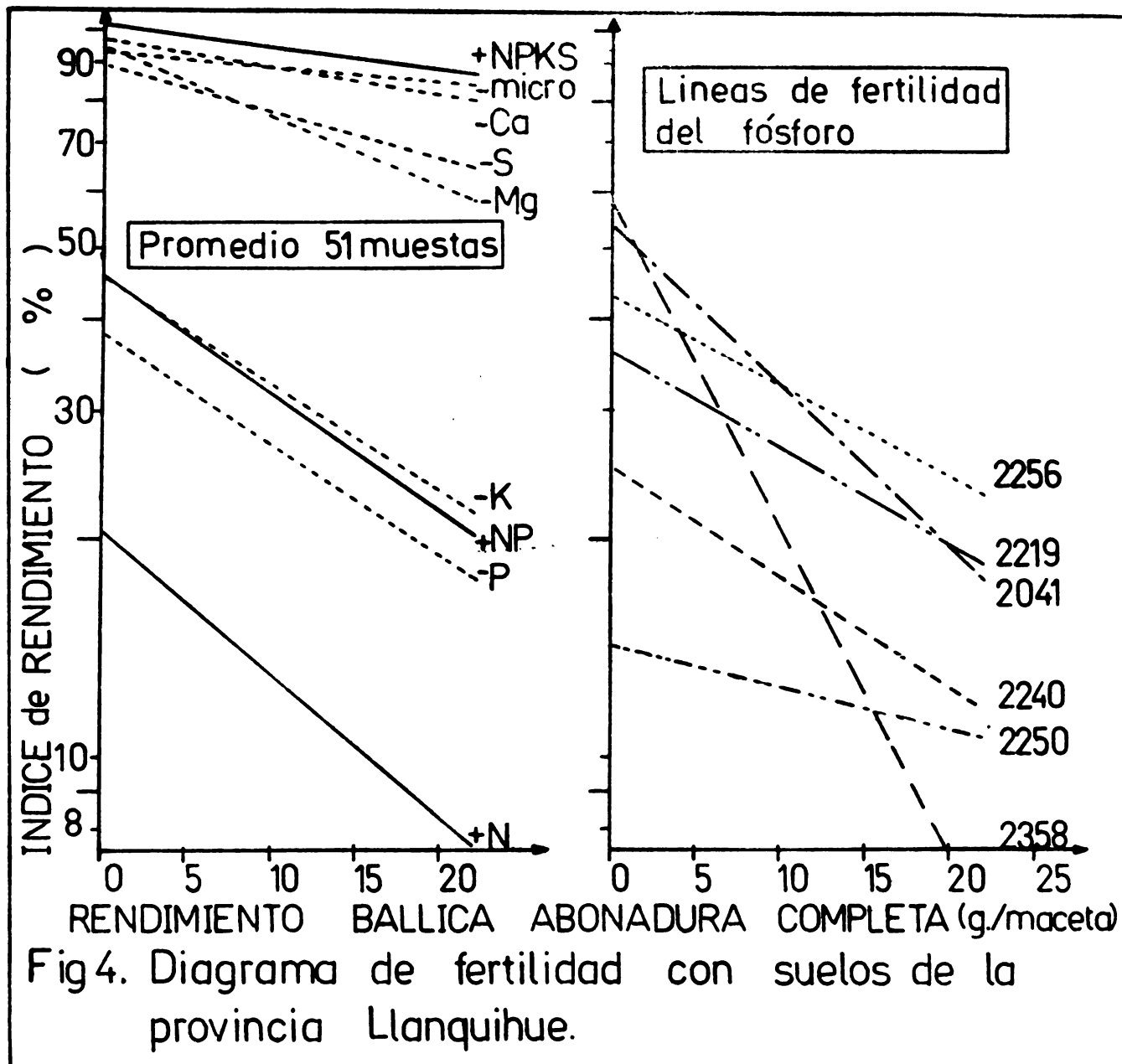


Fig 4. Diagrama de fertilidad con suelos de la provincia Llanquihue.

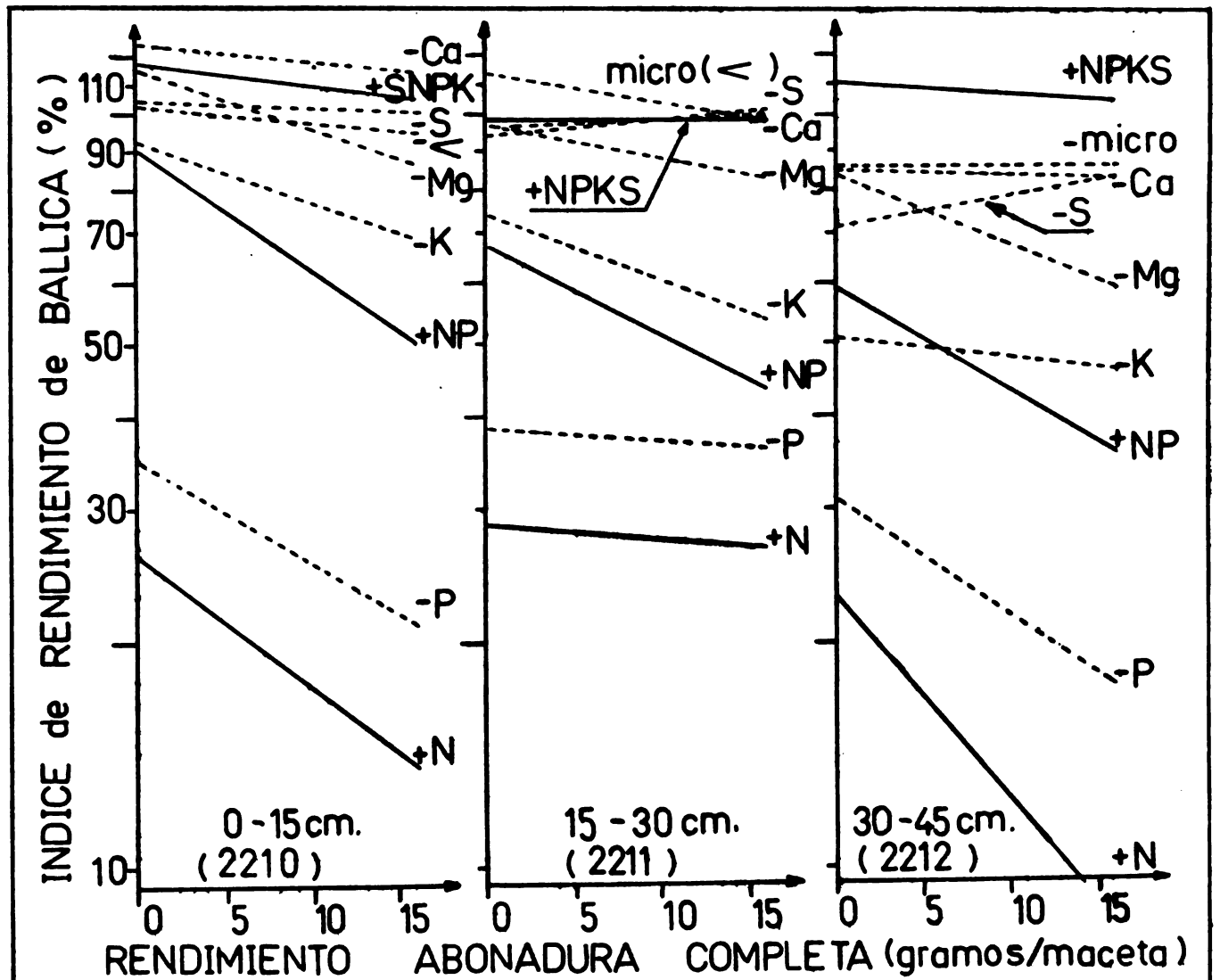
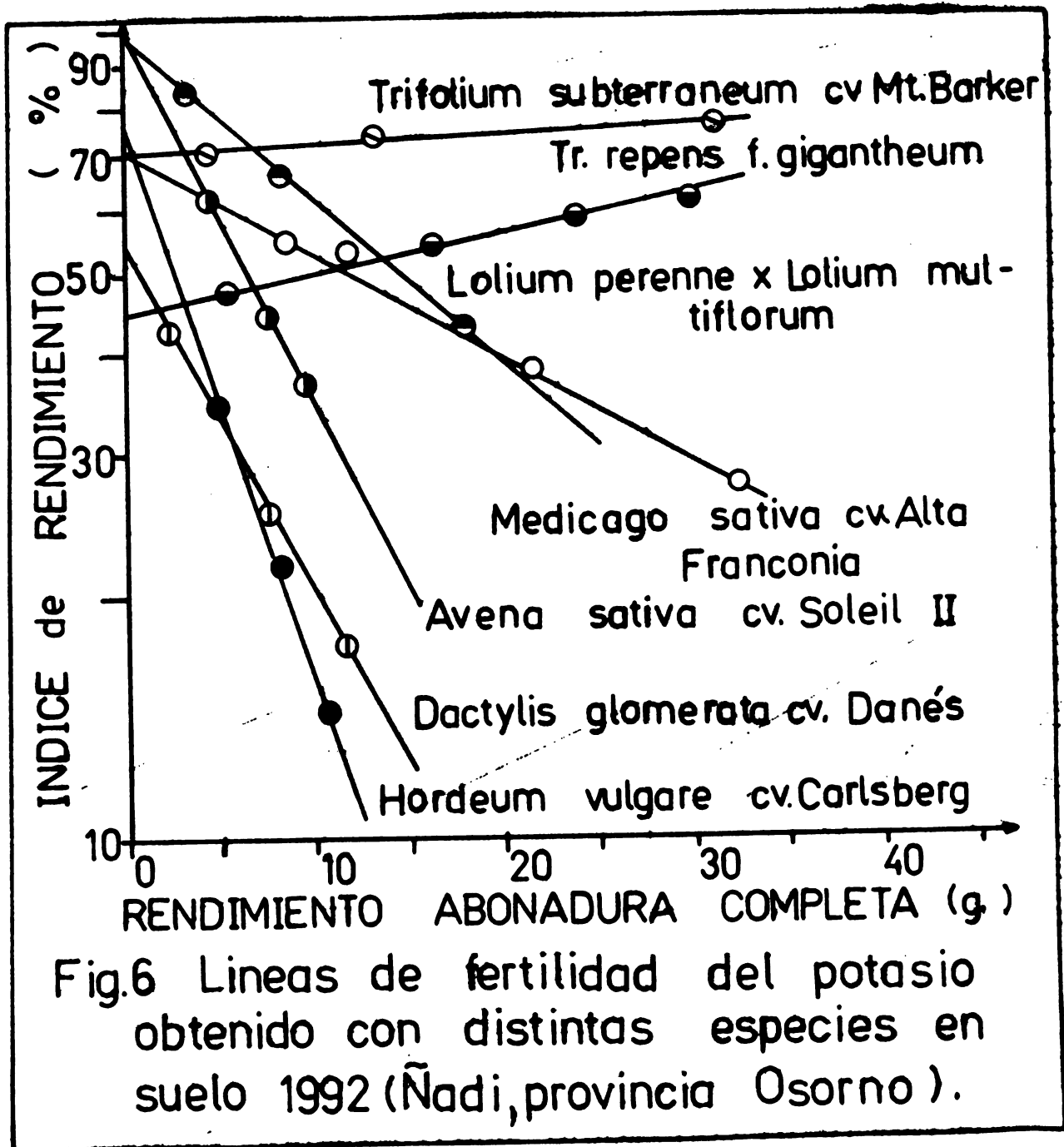


Fig5 Efecto de la profundidad sobre el diagrama de fertilidad del suelo Puelpun (prov. Llanquihue)



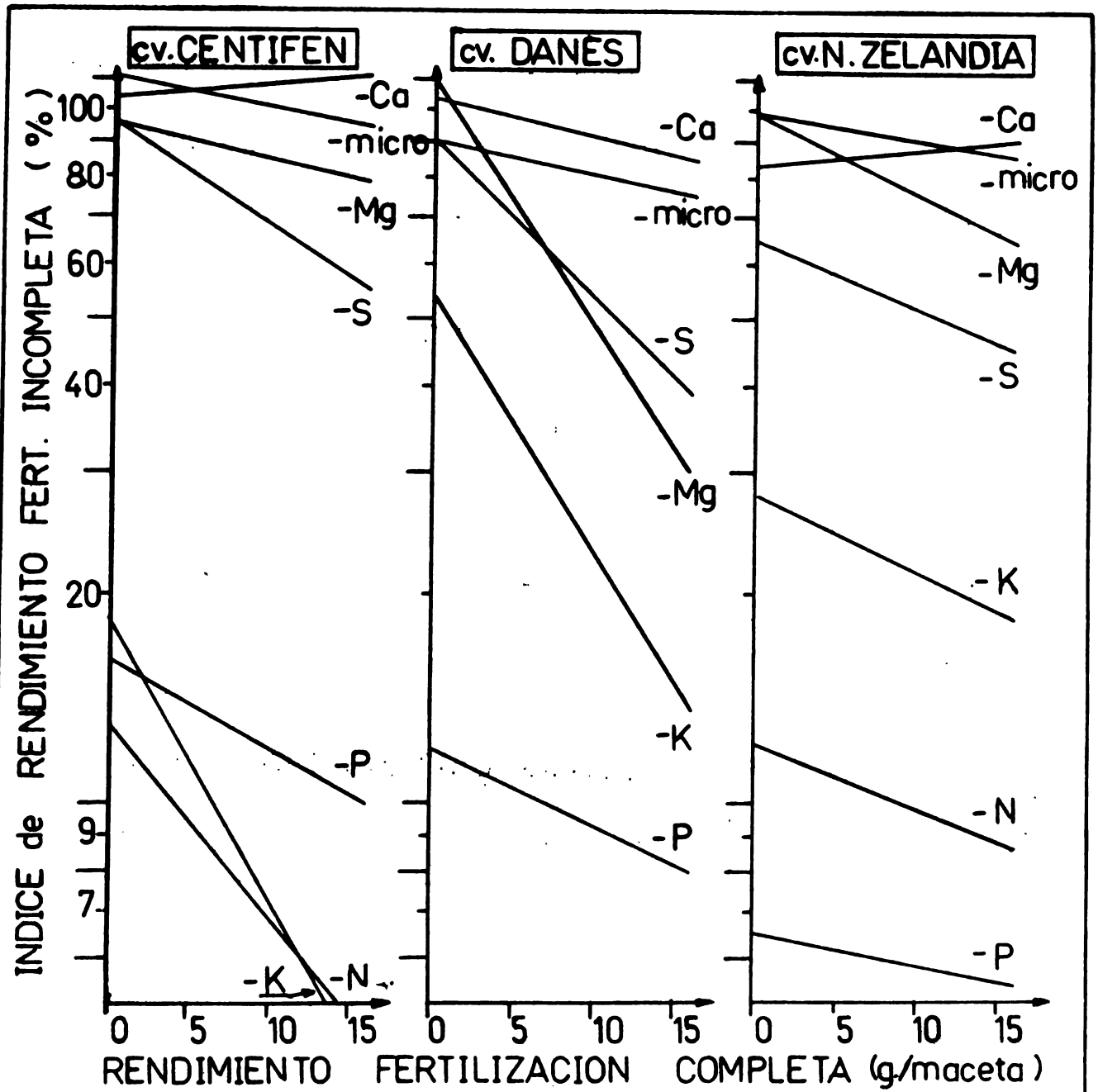


Fig.7 Comportamiento de 3 cultivares de *DACTYLIS GLOMERATA* con suelo 1992 (Ñadi, prov. Osorno)

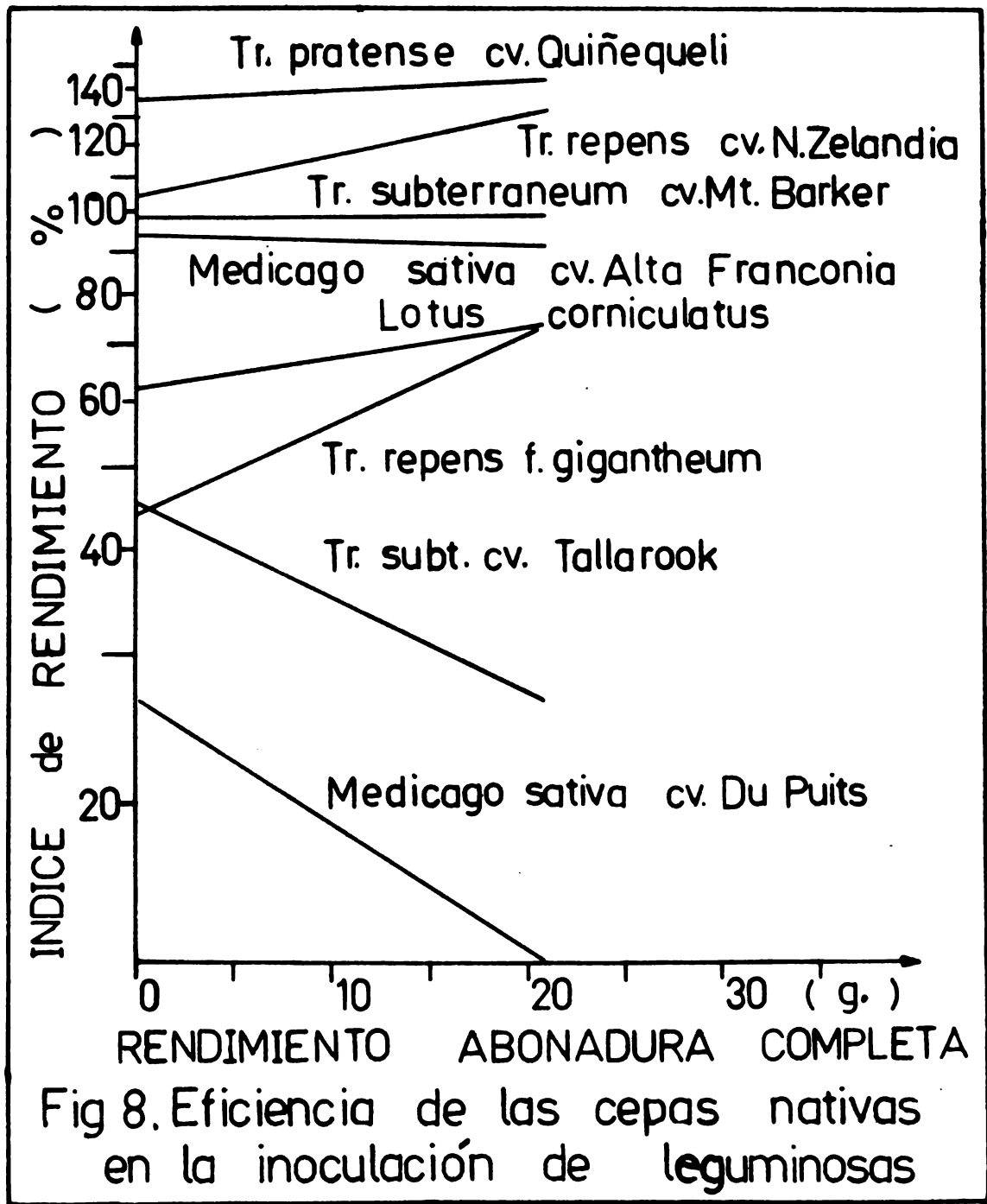
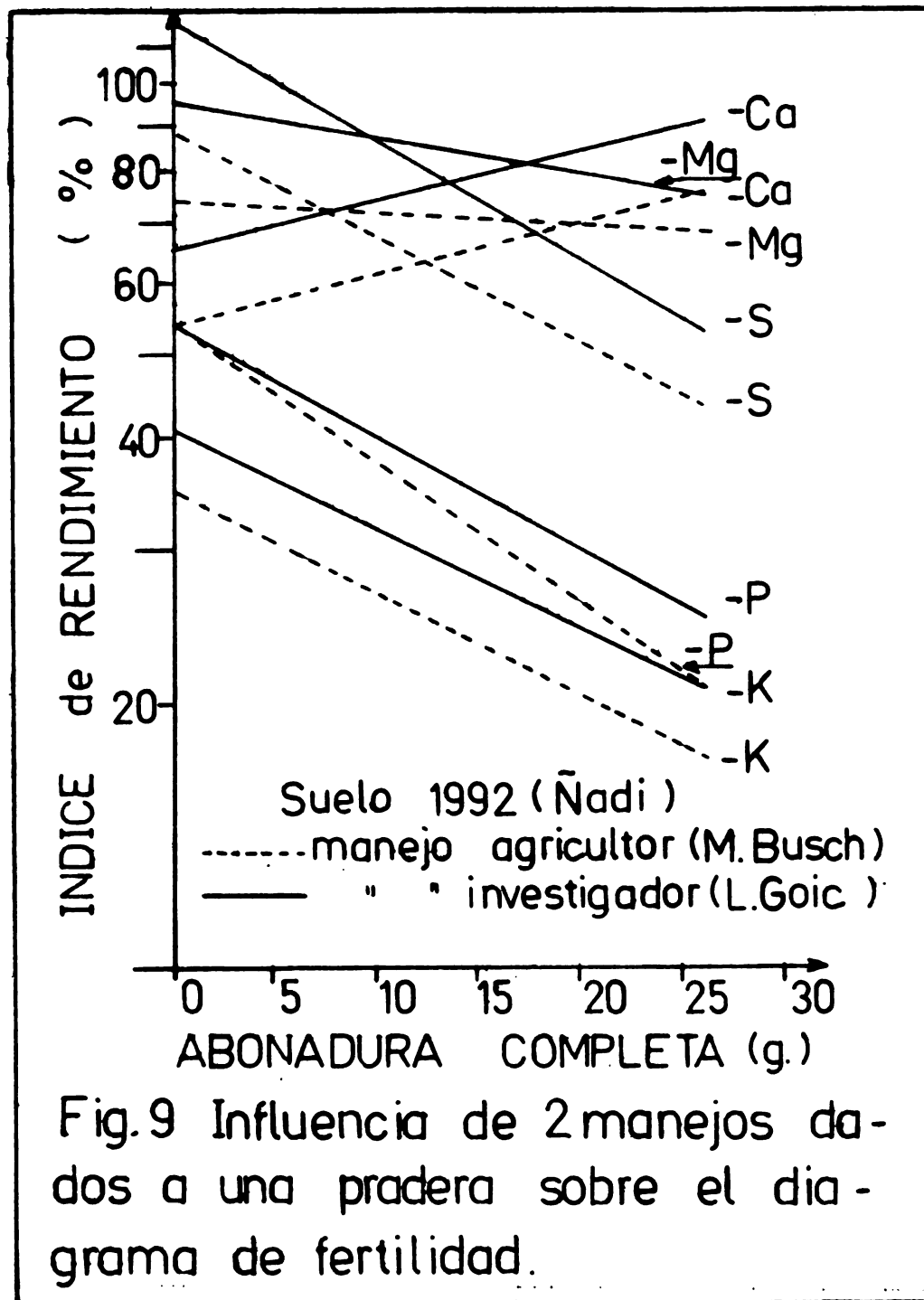


Fig 8. Eficiencia de las cepas nativas en la inoculación de leguminosas



## LITERATURA CITADA

1. BAKER, D., JARRELL, A., MARSHALL, L. and THOMAS, W. 1970. Phosphorus uptake from soils by corn hybrids selected for high and low phosphorus accumulation. *Agronomy Journal* 62 (1): 103-106.
2. BONDORFF K. 1958. Duengerprobleme der Welt. In: Schmitt, L. und Ertel, H. 100 Jahre erfolgreiche Duengerwirtschaft. Frankfurt a. Main, Sauerlaender Verlag. pp. 128-138.
3. BOUYER, S. 1963. Considerations d'ordre pratique sur l'étude de la fertilité des sols tropicaux. *L'Agronomie tropicale* 18 (9): 933-938.
4. ————. 1965. L'experimentation en matière de fertilización. *L'Agronomie Tropicale* 20 (10): 1025-1028.
5. CAVINESS, C. and HARDY, G. 1970. Response of 6 diverse genetic lines of soybeans to different levels of soil fertility. *Agronomy Journal* 62 (2): 236-239.
6. CHAMINADE, R. 1965a. Recherche sur la fertilité et la fertilization des sols tropicaux. Principes de base et techniques. *L'Agronomie Tropicale* 20 (10): 1014-1017.
7. ————. 1965b. Bilan de trois années d'experimentation en petits vases de végétation. *L'Agronomie Tropicale* 20 (11): 1101-1162.
8. CHAPMAN, H. 1966. Diagnostic criteria for plants and soils. California, Division of Agricultural Sciences University of California.
9. FOY et al., 1965. Differential Aluminum tolerance of wheat and barley varieties in acid soils. *Agronomy Journal* 57:403-407.
10. ————. 1967. Characterization of differential aluminum tolerance among varieties of wheat and barley. *Soil Science Society of America, Proceedings* 31: 513-521.
11. GODFREY, C., FISCHER, F. and NORRIS, M. 1959. A comparison of ammonium metaphosphate and ammonium orthophosphate with superphosphate on the yield and chemical composition of crops grown under field conditions. *Soil Science Soc. of America, Proceedings* 21 (1): 43-46.
12. GOIC, L. 1968. Diferentes niveles de fósforo y nitrógeno en establecimiento de mezcla forrajera, en cinco series de suelos de la zona de Osorno. *Agricultura Técnica (Chile)* 28 (1): 38-41.
13. JENSEN, H. NITTLER. 1971. Varietal differences among barley seedlings grown with various nutrient solutions. *Agronomy Journal* 63 (5) 714-717.
14. LONG, L. and FOY, Ch. 1970. Plant varieties as indicators of aluminum toxicity in the A<sub>2</sub> horizon of a Norfolk soil. *Agronomy Journal* 52 (5): 679-681.
15. MARTINI, J. 1970a. Algunas relaciones derivadas de estudios con la técnica del elemento faltante en el invernadero para "latosoles" y andosoles. *Turrialba* 20 (2): 204-212.
16. ————. 1970b. Caracterización del estado nutricional de los principales andosoles de Costa Rica, mediante la técnica del elemento faltante en el invernadero. *Turrialba* 20 (1): 72-84.
17. PETER, E. and STRITZKE, J. 1970. Herbicides and nitrogen fertilizer for the establishment of 3 varieties of spring-sown alfalfa. *Agronomy Journal* 62 (2): 259-262.
18. POLSON, D. and ADAMS, M. 1970. Differential response of Navy beans (*Phaseolus vulgaris* L.) to zinc. I Differential growth and elemental composition at excessive Zn levels. *Agronomy Journal* 62 (5): 557-560.
19. RAPER, C. jr. and BARBER, S. 1970a. Rooting systems of soybeans. I. Differences in root morphology among varieties. *Agronomy Journal* 62 (5): 581-584.
20. ————. 1970b. II. Physiological effectiveness as nutrient absorption surfaces. *Agronomy Journal* 62 (5): 585-588.
21. SCHENKEL, G. 1971a. Evaluación de la fertilidad de un suelo, mediante la producción de materia seca en ensayos de macetas. I. Representaciones gráficas usadas. *Turrialba (Costa Rica)*: 21 (3): 253-262.
22. ————. 1971b. II diagrama de fertilidad. *Turrialba* 21 (3) 263-271.
23. ———— y BACHERLE, P. 1971. Exploración de deficiencias nutritivas con suelos en macetas II Método usado. *Agricultura Técnica (Chile)* 31 (1): 9-24.
24. ————, ————, FLOODY, T. y GAJARDO, M. 1970. Exploración de deficiencias nutritivas con suelos en macetas. I Experiencia preliminar. *Agricultura Técnica (Chile)* 30 (4): 179-193.
25. ————. 1971a. IV Macronutrientes, provincia de Malleco. *Agricultura Técnica (Chile)* 31 (3): 129-135.
26. ————. 1971b. V Comportamiento de algunas fórmulas de fertilización provincia de Malleco. *Agricultura Técnica (Chile)* 31 (3): 135-142.

27. ————. 1971c. VI Macronutrientes, provincia de Cautín. *Agricultura Técnica (Chile)* 31 (4): 169-180.
28. ————. 1971d. VII Comportamiento de algunas fórmulas de fertilización, provincia de Cautín. *Agricultura Técnica (Chile)* 31 (4): 181-191.
29. ————. 1972a. VII Macronutrientes, provincia de Valdivia. *Agricultura Técnica (Chile)* 32 (1): en prensa.
30. ————. 1972b. VIII Comportamiento de algunas fórmulas de fertilización, provincia de Valdivia. *Agricultura Técnica (Chile)* 32 (1): en prensa.
31. ————. 1972c. IX Macronutrientes, provincia de Osorno. *Agricultura Técnica (Chile)*: 32 (2) en prensa.
32. ————. 1972d. X Comportamiento de algunas fórmulas de fertilización, provincia de Osorno. *Agricultura Técnica (Chile)*: (en revisión).
33. ———— y FLOODY, T. 1971. Evaluación de la fertilidad de un suelo mediante la producción de materia seca en ensayos de macetas. IV Determinación de la fórmula de fertilización mediante *TRIFOLIUM SUBTERRANEUM* y *LOLIUM PERENNE* x *LOLIUM MULTIFLORUM*. *Turrialba* 21 (4): 406-420.
34. ———— GAJARDO, M. 1971. III Fórmula de fertilización del abonamiento de corrección. *Turrialba* 21 (3): 272-279.
35. ————, PINO, E. y FLOODY, T. 1971. Exploración de deficiencias nutritivas con suelos en macetas. III Cálculo de las líneas de fertilidad sobre el diagrama de fertilidad. *Agricultura Técnica (Chile)*: 31 (2): 106-115.
36. SCHUFFELEN, A. 1958. Die Mineralduengung als Voraussetzung fuer die Umwandlungsmoeglichkeiten von "Naturboeden" il "Kulturbieden". In: Schmitt, L. und Ertel, H. *Hundert Jahre erfolgreiche Duengewirtschaft*. Frankfurt a. Main, Sauerlaenders Verlag. pp 46-56.
37. TISDALE, S. and NELSON, W. 1968. *Soil Fertility and Fertilizers* 2nd. ed. N. York, Mc MILLAN. 694 p.
38. VALDES, A. A. 1969. Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Chile. In: Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, 6-13 julio, 1969. Turrialba, Costa Rica, Centro de Enseñanza e Investigación del IICA, 1969. pp A 1.1-A 1.15.



**GRUPO DE TRABAJO V**  
**WORK GROUP V**

**FISICA DE SUELOS**  
**SOIL PHYSICS**



# INFLUENCE OF DRYING ON MOISTURE CHARACTERISTICS OF SOME VOLCANIC ASH DERIVED SOIL

by  
A. Muller and R. M. Schelhaas  
Department of Agricultural Research,  
Royal Tropical Institute,  
Amsterdam, The Netherlands

## I Introduction

The past 20 years the Tropical Soil Division of the Department of Agricultural Research, Royal Tropical Institute at Amsterdam, The Netherlands has analysed a great number of samples received from various tropical and sub-tropical regions. During that period the laboratory staff has become familiar with techniques to analyse the many types of soils, but difficulties are still experienced in analysing certain groups of soils.

The volcanic ash derived soils belong to the last-mentioned category of soils. A very important sub group are those known as:

Andosols, Blac Dust Soil or High Mountain Soils in Indonesia; Kuroboku, Black Volcanic Ash Soils, Kurotsuchi, Andosols, Humic Allophane Soils or Brown Forest Soils in Japan; Alvisols or Yellow Loams in New Zealand; Talpetate Soils in Nicaragua; Trumao Soils in South America and Andepts of Hydrol Humic Latosols in the U.S.A. (Dudal, 1964).

Though in many countries the volcanic ash derived soils are considered very fertile, it has to be stressed that they form a complex group of soils with peculiar physical and chemical properties which call for special measures regarding its land use: choice of crops, management practices and fertilization. In terms of soil analysis they are to be considered as "problem soils" which need still much research (Muller, 1969).

One of the many intriguing properties of "Andosols", a name officially accepted by FAO (1964), is that changes occur in the soil after air-drying which are not reversible after re-moistening the soil. This phenomenon is called "irreversible drying" and has been described by various authors (Birrel, 1964; Wright, 1964; Swindale, 1969) and demonstrated with pF curves of Japanese soils (Yamanaka, 1964) and by differences of moisture contents at pF 2.8 and pF 4.3 due to drying in soils of the French Antilles, Ecuador (Colmet-Daage, 1965, 1967, 1969) and Madagascar (Zebrowski, 1971).

In this paper the results are presented of

laboratory investigations conducted at the Royal Tropical Institute at Amsterdam, to study the influence of drying on moisture characteristics of volcanic ash derived soil samples from Japan, New Zealand and Costa Rica. In addition, the effects of irreversible drying on laboratory analysis and on agricultural practices are discussed, and attention is paid to the possible explanation of this phenomenon.

## II Materials and Methods

The soil samples represented 1 profile from Miyagasaki, near Tokyo, Japan, 2 profiles from Costa Rica, and 2 profiles from New Zealand which are called Taupo Sandy Silt and Tirau Silt Loam. Descriptions of the above profiles of the various soils are presented in Annex I, and some laboratory data are given in Annex II.

The soil samples were collected in the field in plastic bags, which were sealed air-tight. After that, each bag was placed in an other plastic bag. Though the samples travelled a long distance to reach the laboratory, they arrived in a virtually "fresh" condition. Shortly after opening the bags it was observed that some samples from New Zealand lost moisture very quickly, the colour changed rapidly from dark to grey. The samples from Costa Rica and Japan remained fairly moist even after prolonged storage (in double plastic bags, with moist cotton-wool in the outer bag). Determinations of moisture contents at pF 0 to pF 2.7 were made in "field moist" soil by filling 100 ml rings with soil, directly after opening the bags. These determinations were carried out in a so called "sand-box apparatus" developed at the Laboratory of the Institute for Soil Fertility at Groningen, The Netherlands (v. d. Harst, 1961, 1962, 1965). The moisture contents at pF 3.4 and pF 4.2 were determined with an improved pressure membrane apparatus (Richards, 1947). The pF analysis was repeated in previously dried samples.

## III Results and Discussion.

### III a. Laboratory investigations to study irreversible drying.

### III a. 1. Samples from Japan.

The pF determinations in the "field moist" samples are presented in table I A. Although the core samples could not be called "undisturbed" samples, the results of the duplicates were quite satisfactory. The high moisture retention of this volcanic ash derived soil was clearly demonstrated; at the wilting point (pF 4.2) 25% water was present in the topsoil and 78% water in the B 2 horizon. There is no general agreement on the definition of "field capacity" where expressed in terms of pF values. A range between pF 1.8 — pF 3.0 is mentioned by various authors (Schofield, 1935; Richards, 1944; Marshall, 1945; Packard, 1957; de Vries, 1960). In The Netherlands the moisture content at pF 2 is considered as equivalent to the field capacity, and the "available water" content is usually defined as the difference between the water content at pF 2.0 and that of pF 4.2. Table I A shows that the "available" water expressed in weight % is high; but the bulk density is low as in common for volcanic ash derived soils (Forsythe, 1969). This has to be taken into account when evaluating the available water content of these soils in volume percentage.

In Table I B the results are presented of pF determinations in those samples which were used already for the pF analysis under "field moist" conditions.

These samples were dried at 105°C and resaturated. In Table I C the mean values of Tables I A and I B are recapitulated. In Table I D the results are shown for samples which have first been dried at 40°C before filling the rings and saturated. After the pF analysis these samples were dried at 105°C and resaturated, after which the pF determinations were repeated; the results are also shown in Table I D. Figures 1 a and 1 b show the pF curves of selected horizons under "field moist" conditions. Finally Figures 2 a and 2 b show the effect of drying on the moisture contents at pF 3.4 and pF 4.2. The above tables and figures demonstrate clearly that irreversible drying is negligible in the topsoil, which is most probably due to the fact that this layer has already been subjected to drying processes in the field. The much steeper slope of the curves of horizons A p and A 3 at the lower pF range is caused probably by difference in packing. Figures 2 a and 2 b prove that the irreversible drying process occurs already during air-drying at 20°C and that higher temperatures have no or only a slight effect. Finally it must be concluded that the moisture characteristics are not only affected by the temperature of drying, but also by the method of drying. This is clearly shown by comparing the

result of pF determinations in samples dried at 105°C in Tables I C and I D. As a result another method was followed in determining pF values of samples from New Zealand and Costa Rica.

### III a. 2. Samples from New Zealand.

The method of determination of pF values was as follows: ring samples of "field moist" soil were placed in the sand-box apparatus and subjected to the pF range of 0 to 2.7. After equilibrium was established at pF 2.7, the same rings with soil were air-dried at 20°C until constant weight was reached (which took about 10 days), resaturated, and once more subjected to the pF range 0 — 2.7. After equilibrium was established again, the same rings with soil were dried at 40°C until constant weight was reached (which took about 6 days), and after that the same procedure as described above was repeated. The samples in the pressure membrans apparatus, which were subjected to pF 3.4 and pF 4.2, were treated similarly.

The results of "field moist" samples are presented in Table II A, those of samples air-dried at 20°C in Table II B, and those of samples dried at 40°C in Table II C. The mean values of moisture contents at the pF range 0 — 4.2 are listed in Table II D. Selected pF curves of "field moist" samples and samples which were air-dried at 20°C, representing Taupo and Tirau soils, are shown in figures 3 a and 3 b.

The influence of drying on moisture characteristics is much smaller in the Taupo sub- and topsoils than in the Japanese sub- and topsoils. The Tirau samples are more affected by drying, but still to a lesser degree than the Japanese soils. The pF curves of Tirau soils are much steeper in the pF range between 2 and 4.2 than those of the Taupo soils, implying a lower content of available moisture in the Tirau soils. The much smaller effect on moisture content in the New Zealand samples could be partly due to the fact that they lose moisture very rapidly, which was mentioned already earlier. Irreversible drying may already have occurred after sampling and during transport and storage. In Table III some data of Taupo sandy Silt are presented found by the Tropical Soils Division (TSD) and the Soil Bureau of New Zealand (SB):

The differences in the moisture contents at pF 2.3 and pF 4.2 obtained by TSD and SB for the 0 — 4' sample indicate that irreversible drying may have occurred in the 0 — 4' sample after sampling and during transport and storage. For the 12 — 16' samples there is a good agreement in the pF values analysed

by TSD and SB. Therefore it can be concluded that the subsoil from Taupo was less subjected to irreversible drying than the Japanese soils.

### III a. 3. Soil samples from Costa Rica.

The samples from Costa Rica were investigated in the same way as those from New Zealand, but the samples were dried only at 40°C. The results are presented in Table IV and in figs. 4 a and 4 b. The irreversible drying of the Costa Rica samples is much stronger than of the samples from Japan, even in the topsoil. Especially the soil samples collected at La Victoria had very strong irreversible drying. The topsoil samples represent rather thick layers, the A horizon at Irola Farm is 0 — 30 cm and at La Victoria even 0 — 70 cm. There is a possibility that the samples of the topsoil were not taken at the surface, but deeper down in the A horizon where the soil has never been subjected to drying. However, another possibility is that the surface remained sufficiently moist to prevent irreversible drying in the field. Irola Farm has an annual precipitation of 2000 mm and a mild dry season and La Victoria has an annual precipitation of 3800 mm virtually no dry season. In the proceedings of the "Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America" (Turrialba, 1969) some data are available for comparison:

With exception of the data on bulk density of the samples of Irola Farm there is a good agreement in the results of the Panel and TSD. Drying of the soil has a strong influence on the available water content. The decrease in available water in the Irola topsoil is 10%, in the Irola subsoil more than 50%, in La Victoria subsoil even 90%.

### III b. Effects of irreversible drying on laboratory analysis.

In most soil laboratories it is common practice to analyse soils after air-drying, crushing or grinding and sieving the material through a sieve of 2 mm. This is done to obtain a well homogenized sample. The results showed that air-drying has an important influence on the analysis of physical properties of Andosols. Besides marked changes in the moisture characteristics other properties may be affected. After air-drying, the volcanic ash soils become usually more crumbly than under field moist conditions due to the formation of aggregates. These crumbs are rather stable in that they do not fall apart after prolonged immersion in water. Though it is possible to crush these aggregates in a more or less degree, it takes much more time and pressure to fractionate the sample by wet sieving. Table VI

shows the results of the fractionation of samples from New Zealand under "field moist" conditions and after drying at 20°C. The samples were wet sieved through a series of sieves without any pretreatment or the use of a dispersing agent. The sieve with the smallest mesh obtainable in The Netherlands is the 37 micron sieve. Sodium hexametaphosphate (3.5 g/l) was added to the suspension passing this sieve. This dispersing agent is commonly used in New Zealand (Taylor, 1962). The same table shows also the particle size distribution of "field moist" samples from Costa Rica and after drying at 40°C. These samples were wet sieved without using a dispersing agent. In the Costa Rica soils the formation of aggregates was observed as well. In the dried samples 1 and 2 of Irola Farm the laboratory technician tried to get as much material as possible through the coarser sieves which took very much time, pressure and rubbing. The results of this treatment were divided in the Table VI by a broken line from those of the other samples which were treated as much as possible in the same way as the "field moist" samples.

The difference in particle size distribution between "field moist" and dried material from New Zealand is not very large. The much higher content of the 2 mm — 1 mm fractions in the "field moist" samples 2 and 3 from Taupo can be attributed to the effect of crushing and sieving of the dried soil. In both profiles the clay content shows the strongest effect of drying, this is especially the case in the subsoil of Tirau. The irreversible drying has apparently a decreasing effect on the dispersing action of sodium hexametaphosphate meta.

The "field moist" samples of Costa Rica had a very fine particle size; the greatest part of the material passed the 37 micron sieve quite easily. By applying much more pressure and rubbing, it was possible to sieve the aggregates which were formed after drying through the 500 micron sieve (see Irola samples 1 and 2). When treating the dried samples in the same way as the "field moist" material, large differences occur in the particle size distribution, the aggregates in the subsoil samples (with strong irreversible drying) were the most resistant.

From the above it is clear that particle size analysis in dried, crushed and sieved samples of Andosols does not give satisfactory results, even not when the coarser fractions are determined. The investigation of physical properties should be done as much as possible in the field. However, if laboratory analysis is needed, it is obvious that this can be better conducted by using field moist samples. Even the crushing and sieving of dried soils may

result in a large variation in particle size distribution. This was observed also in Japan (Yamanaka, 1964).

The question arises whether the chemical properties of Andosols are altered also by drying. Many chemical data reported in the extensive literature on volcanic ash soils are related to air-dry samples, but to our knowledge only a few data refer to the above question. Colmet-Daage (1967) reported a decrease of the CEC in dried samples from Ecuador which may amount to 50% of the CEC of the field moist soil, and Schalscha (1965) reported for a few samples from Chile that drying affected CEC, soluble P and soluble Fe. Investigations to study possible changes in chemical properties after air-drying is warranted. If there is a marked influence of air-drying on chemical properties, this must be taken into account when interpreting chemical data in terms of soil fertility evaluation, fertilizer use and other problems concerning agricultural practice.

### III c. Effects of irreversible drying on agricultural practices.

Irreversible drying may have a distinct effect on the available moisture. In Table VII the relevant pF data are recapitulated for the 3 groups of soils. In this table the % "irreversibility" is presented, which is defined as the difference in moisture content between the dried soil and the field moist soil (at a specific pF value) expressed in % of the moisture content (at the same pF value) of the field moist soil. Table VII shows that the irreversibility can be very high, but its effect on available moisture proved to be only of importance for the whole profile of La Victoria, for the subsoil of Irola Farm and for the 3rd and 5th layer of the Miyagasaki profile. The soils of La Victoria have a very strong irreversibility, but its effect on available moisture will not be pronounced in the field, because of the high rainfall and the virtual absence of a dry season.

In regions with a more pronounced dry season or having other conditions which reduce the relative air humidity to any extent, the danger of decrease of available moisture should be considered. In such areas irreversible drying may be induced, among others, by felling of the forest and converting pastures into arable land. After irreversible drying soils might become more susceptible to wind and water erosion. This danger is perhaps even greater than the decrease of available water. Even in areas with a very humid climate there will be some days of sunshine which may be sufficient to dry out a layer of perhaps a few millimeters. As a result, this layer will be easily

eroded, exposing a fresh layer of soil. In the long run large amounts of precious topsoil may be lost in this way especially on the slopes. Finally, it must be noted that it is not known at which moisture content the irreversible drying process starts. According to Birrel (1964) moisture changes up to pF 4.2 are largely reversible in volcanic ash soils but become irreversible at higher pF values. Assuming that this is in general the case than it can be expected that irreversible drying of the soils investigated occur at the following moisture ranges:

topsoil Miyagasaki:	between 25% and 7%
topsoil Taupo	: between 17% and 4%
topsoil Tirau	: between 29% and 8%
topsoil Irola	: between 55% and 15%
topsoil La Victoria:	between 70% and 15%

It will be very interesting to learn at which pF value irreversible drying becomes noticeable in the various volcanic ash soils.

### III d. Origin of irreversible drying.

The most characteristic feature of Andosols is the high content of amorphous colloids generally called "allophane", usually in combination with a high content of organic matter. Part of the organic matter may form intimate complexes with the amorphous colloids; even after repeated treatment with H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> not all the organic material can be oxidized which is shown by strong exothermic reactions in the lower ranges of DTA curves of H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> treated clay separates of samples from Andosols. The cause of irreversible drying may be attributed to the organicallophane complex. However, this is probably not the sole cause because the samples from Taupo Sandy Silt and Tirau Silt Loam which according to the New Zealand Soil Bureau (and confirmed by our own investigations) contain a high content of allophane, do not show a high degree of irreversibility.

Preliminary studies on the sand and clay mineralogy of the Costa Rica samples (Andriess, 1972) revealed that only the samples from Irola Farm contained large amounts of kaolinitic and gibbsitic material. The main clay mineral in the samples of La Victoria (having the strongest irreversibility) is gibbsite, and its content increased with depth. In both profiles the presence of weathering products intergrading into secondary minerals of a gibbsitic, kaolinitic and allophanic nature was observed also in the 37 — 500 micron fractions. The study of the coarser aggregates, formed after drying the Costa Rica samples (see Table VI) revealed that these aggregates are cemented together with primary and secondary minerals originally occurring in the smaller fractions

(Andriess, 1972). Table VIII shows that there is a certain relation between the content of "weathering products" in the 37 — 50 micron fraction and the degree of irreversibility:

Though there is an extensive literature on the clay mineralogy of volcanic ash soils, not much attention has been given to the origin of irreversible drying. From the above it can be concluded only that besides allophane other components can be responsible for the occurrence of this phenomenon.

#### VI Conclusions and recommendations.

1. The phenomenon of irreversible drying could be demonstrated in soil samples from Japan, New Zealand and Costa Rica. The degree of irreversibility varies between the various soils and within the profile of a soil.
2. Though there is a strong influence of irreversible drying on the pF curves of the subsoil samples from Japan and for the samples of Irola Farm and La Victoria in Costa Rica, its effect on available moisture is only important for the subsoil of Irola Farm and the whole profile of La Victoria.

The decrease of available moisture due to irreversible drying must be taken into account especially in regions with a distinct dry season. Furthermore it must be concluded that the danger of wind and water erosion owing to irreversible drying should not be underestimated, even not in areas having humid climates.

3. Laboratory studies on physical properties, including texture, should be done in field moist soil and more studies are warranted to determine the effects of irreversible drying on chemical properties.
4. It should be of interest to find out at which pF value the irreversible drying will become noticeable in the various volcanic ash derived soils.
5. More studies are recommended to elucidate the origin of irreversible drying.

#### SUMMARY

**Influence of drying on moisture characteristics of some volcanic ash derived soils.**

Air-drying of soil samples, grinding and sieving prior to the analysis is a common practice in most soil laboratories. However in the case of volcanic ash derived soils air-drying may induce changes in soil properties which are not rever-

sible after remoistening the samples. In this paper the phenomenon of irreversible drying has been demonstrated with pF curves of samples from Japan, New Zealand and Costa Rica which were received under field moist condition. The degree of irreversibility varies from soil to soil and also within the profile. Besides on moisture characteristics, irreversible drying has also an effect on particle size distribution. This makes the texture analysis of dried samples of Andosols unreliable. The effects of irreversible drying, on laboratory analysis and agricultural practice are briefly discussed.

#### RESUMEN

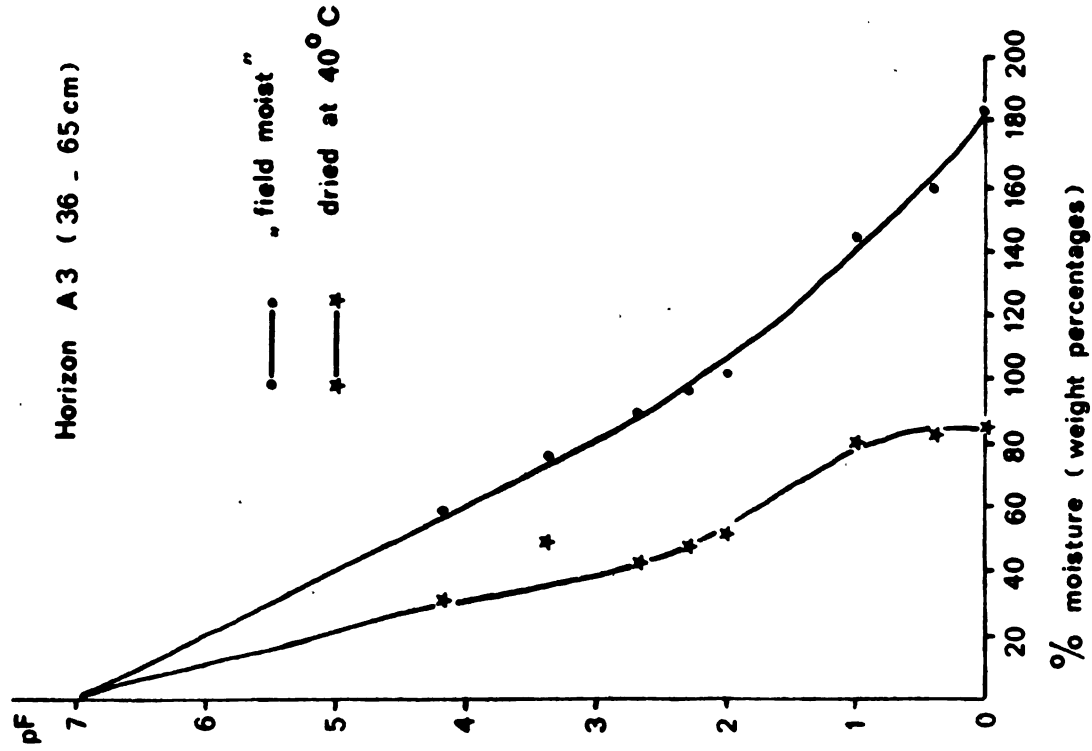
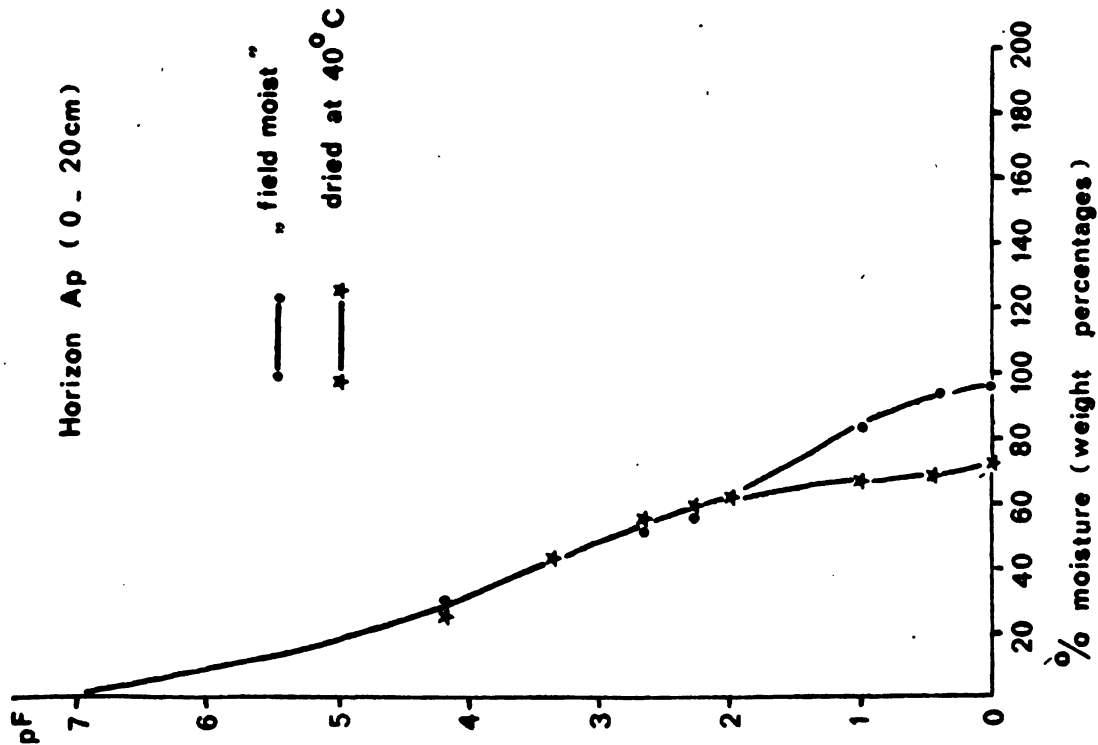
**El efecto del secado sobre las características de humedad de algunos suelos derivados de ceniza volcánica.**

Es práctica común en la mayoría de los laboratorios de suelo secar al aire, moler y tamizar las muestras de suelo antes de proceder a su análisis propiamente dicho. Sin embargo, en el caso de los suelos derivados de ceniza volcánica el secado al aire puede provocar cambios en las propiedades del suelo que, al remojar las muestras, resultan irreversibles. En la presente se demuestra el fenómeno del secado irreversible a base de curvas pF de muestras provenientes del Japón, Nueva Zelandia y Costa Rica, que en cuanto a humedad prácticamente fueron recibidas en condiciones de campo. El grado de irreversibilidad varía de un suelo a otro y aun dentro del perfil. El secado irreversible no solo afecta las características de humedad, sino también la distribución de las partículas según su tamaño, lo que introduce un elemento de gran subjetividad en el análisis de textura de muestras secadas de Andosoles. Discútense brevemente las consecuencias del secado irreversible tanto para el análisis de laboratorio como para la práctica agrícola, así como las causas posibles de este fenómeno.

#### Acknowledgements.

The authors are greatly indebted to Dr. Kanji Kawai of the National Institute of Agricultural Sciences, Tokyo, Japan; to Dr. H. W. Fassbender and Dr. Mario Blasco from IICA-CTEI, Turrialba Costa Rica; to Dr. N. Wells, Dr. W. B. Miller and Mr. W. Rijkse Ing., from the Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research of New Zealand for forwarding us the volcanic ash soils together with the profile descriptions and other relevant data. Thanks are also due to the laboratory technicians of the Tropical Soils Division for their assistance in the tedious analytical work and to Miss J. M. v. d. Horst for drawing the figures.

FIG 1a pF curves soil samples JAPAN





**FIG 2a** Soil samples JAPAN  
Influence of drying on moisture contents  
at pF 3.4

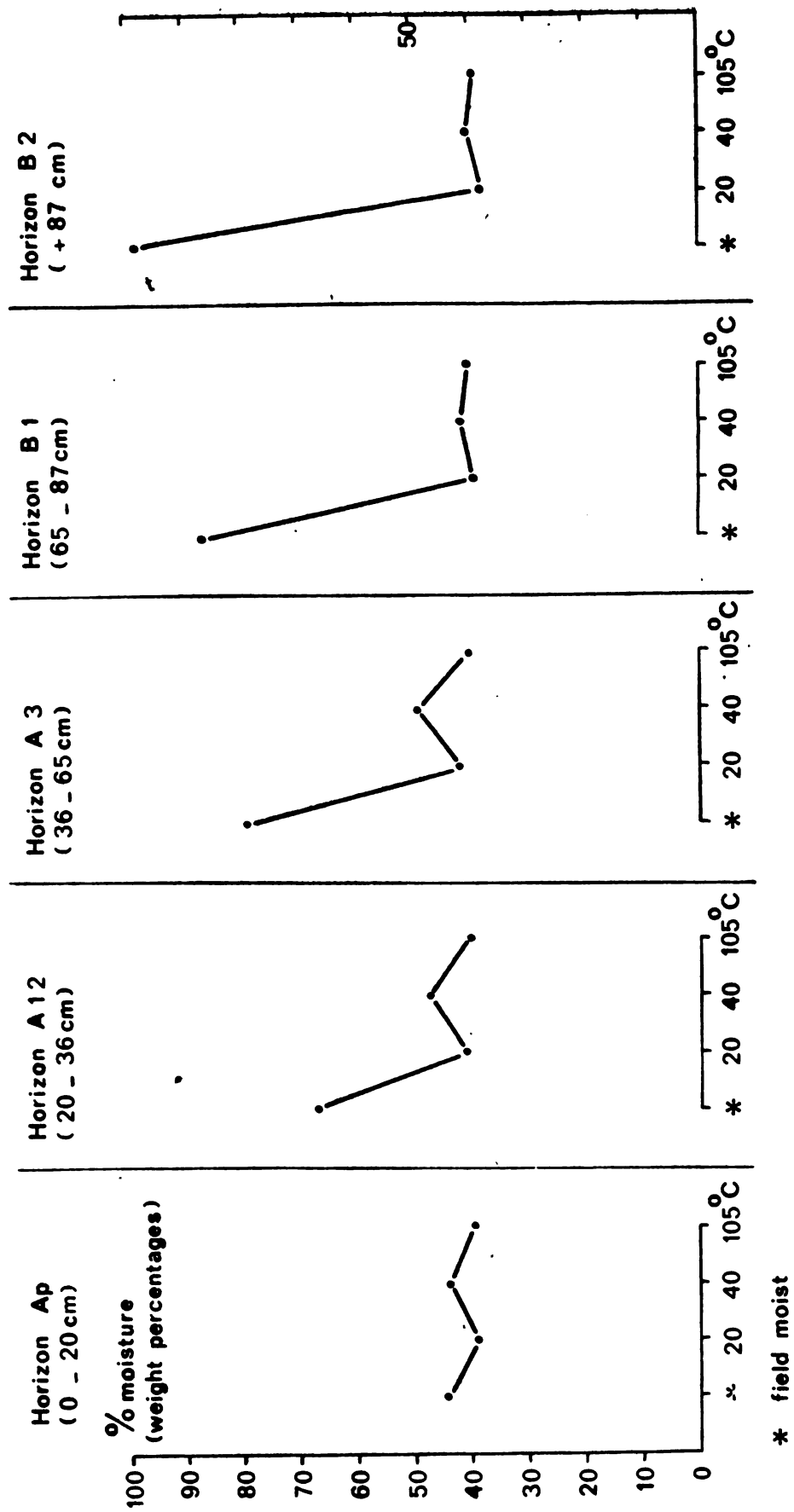
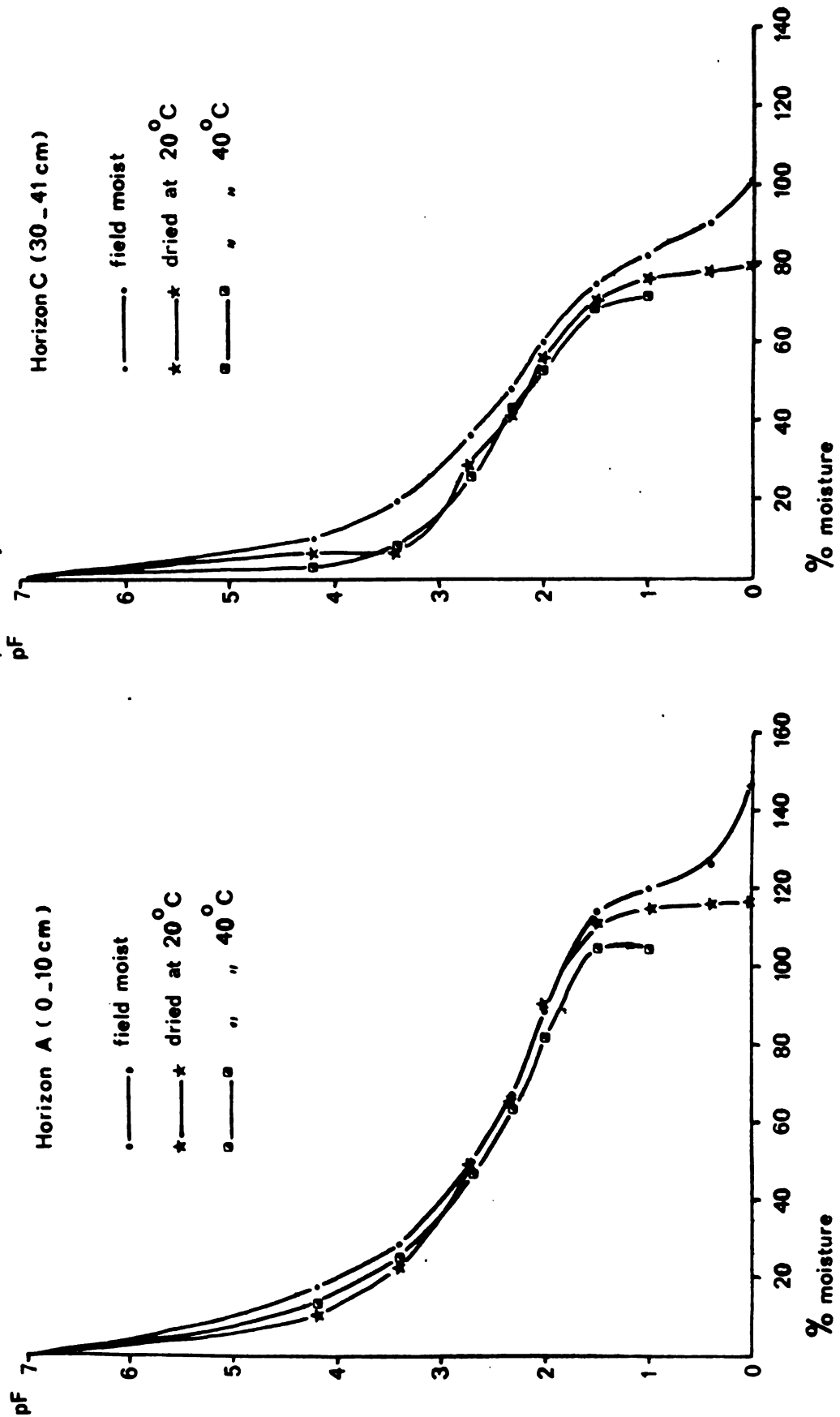


FIG 3a  
 pF curves of soil samples from NEW ZEALAND  
 Taupo Sandy Silt



pF curves of soil samples from COSTA RICA  
Irola Farm

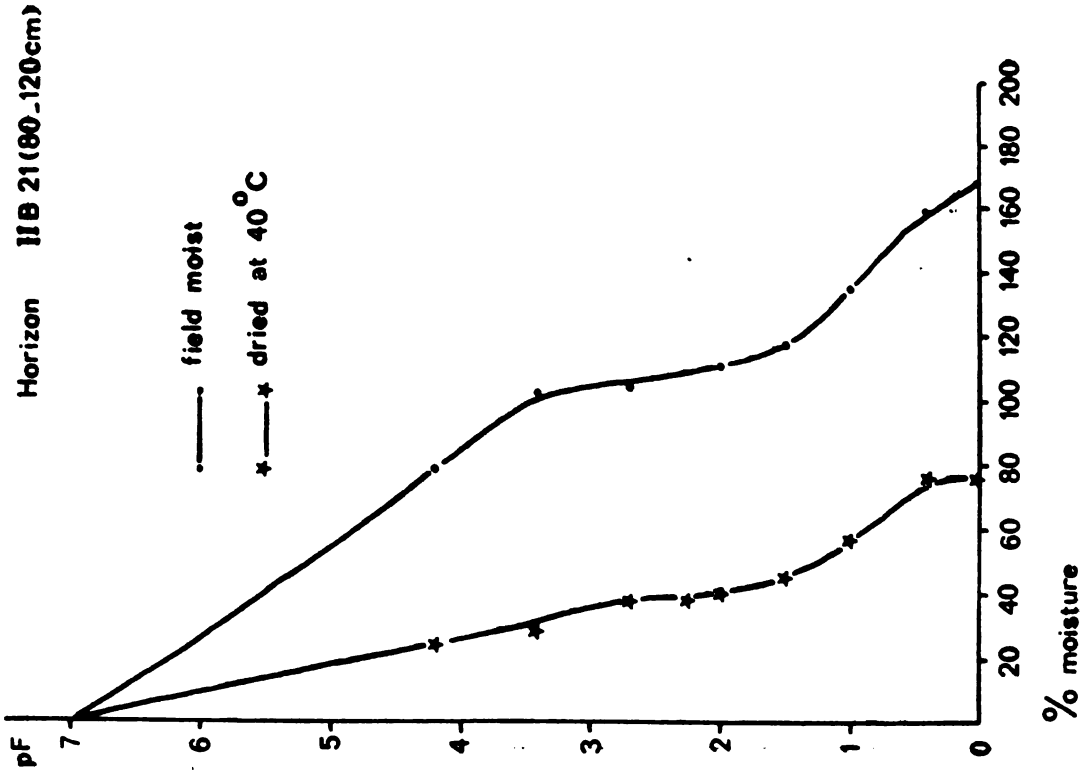
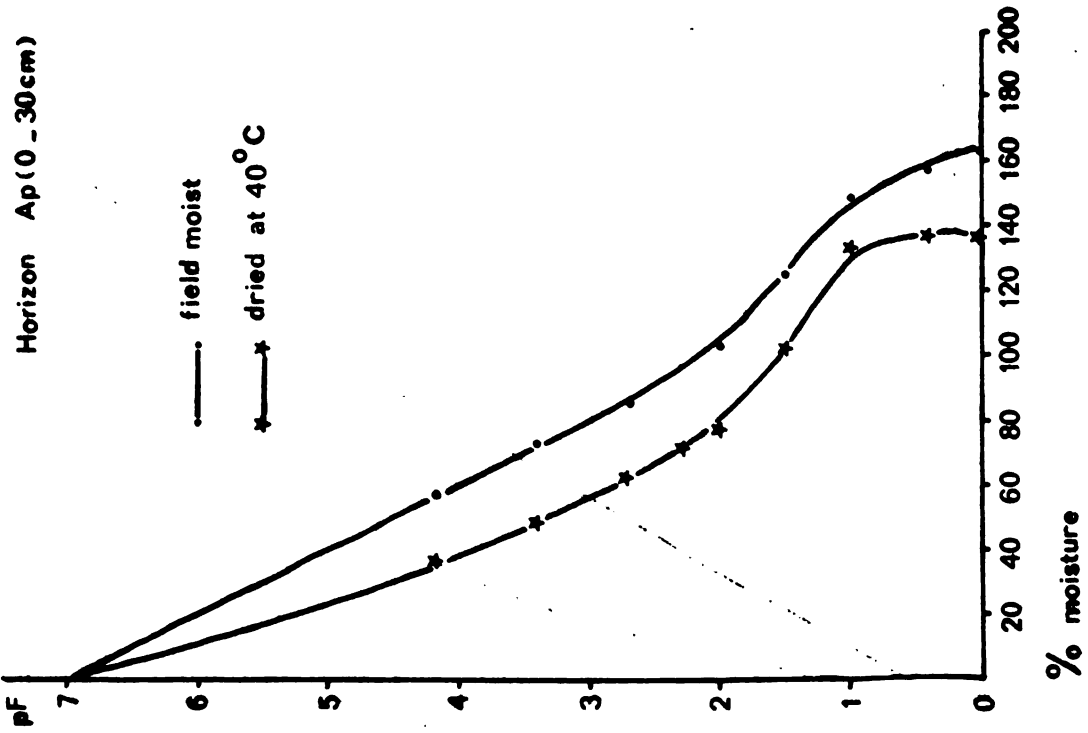


FIG 4a



pF curves soil samples JAPAN

FIG 1b

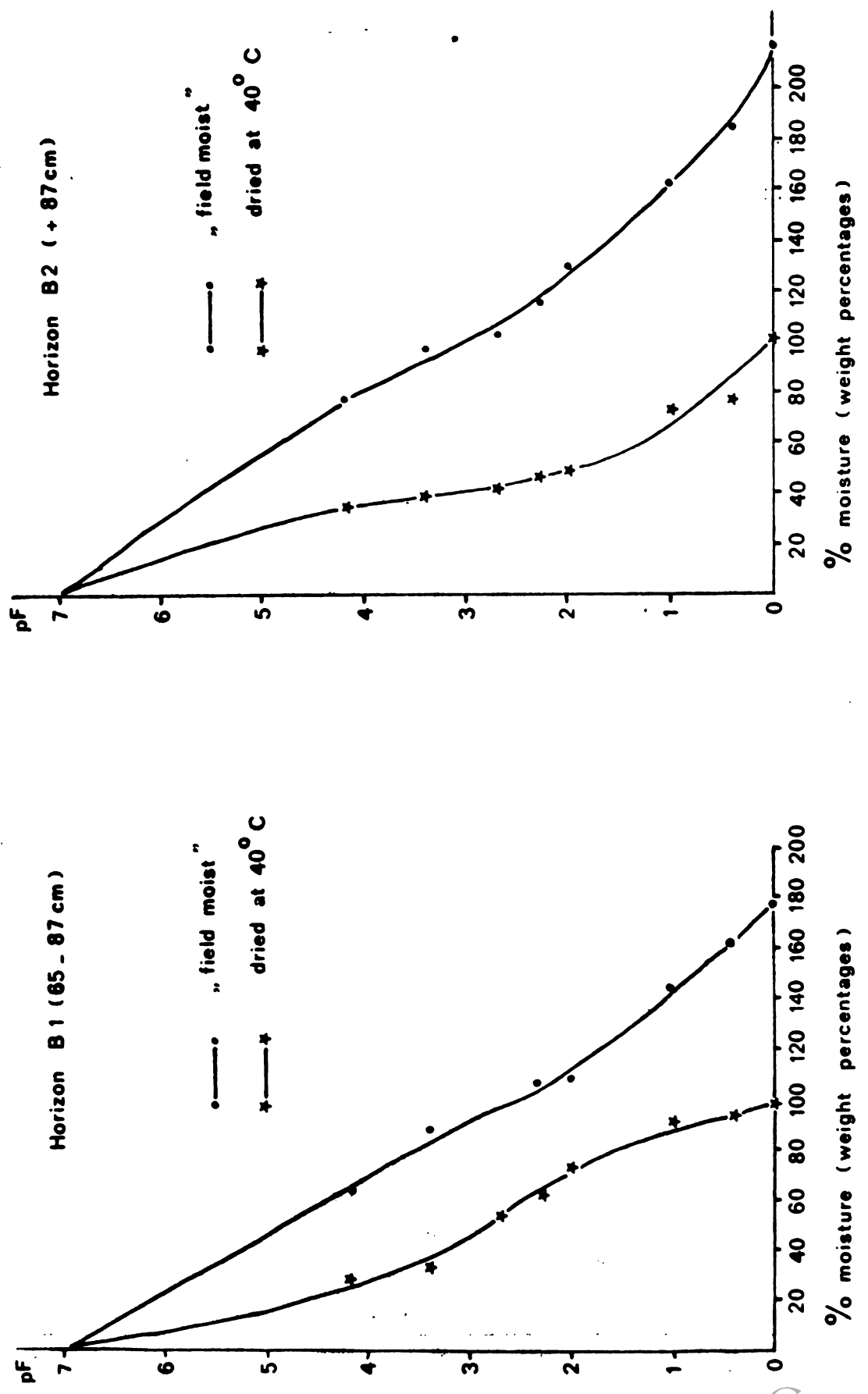
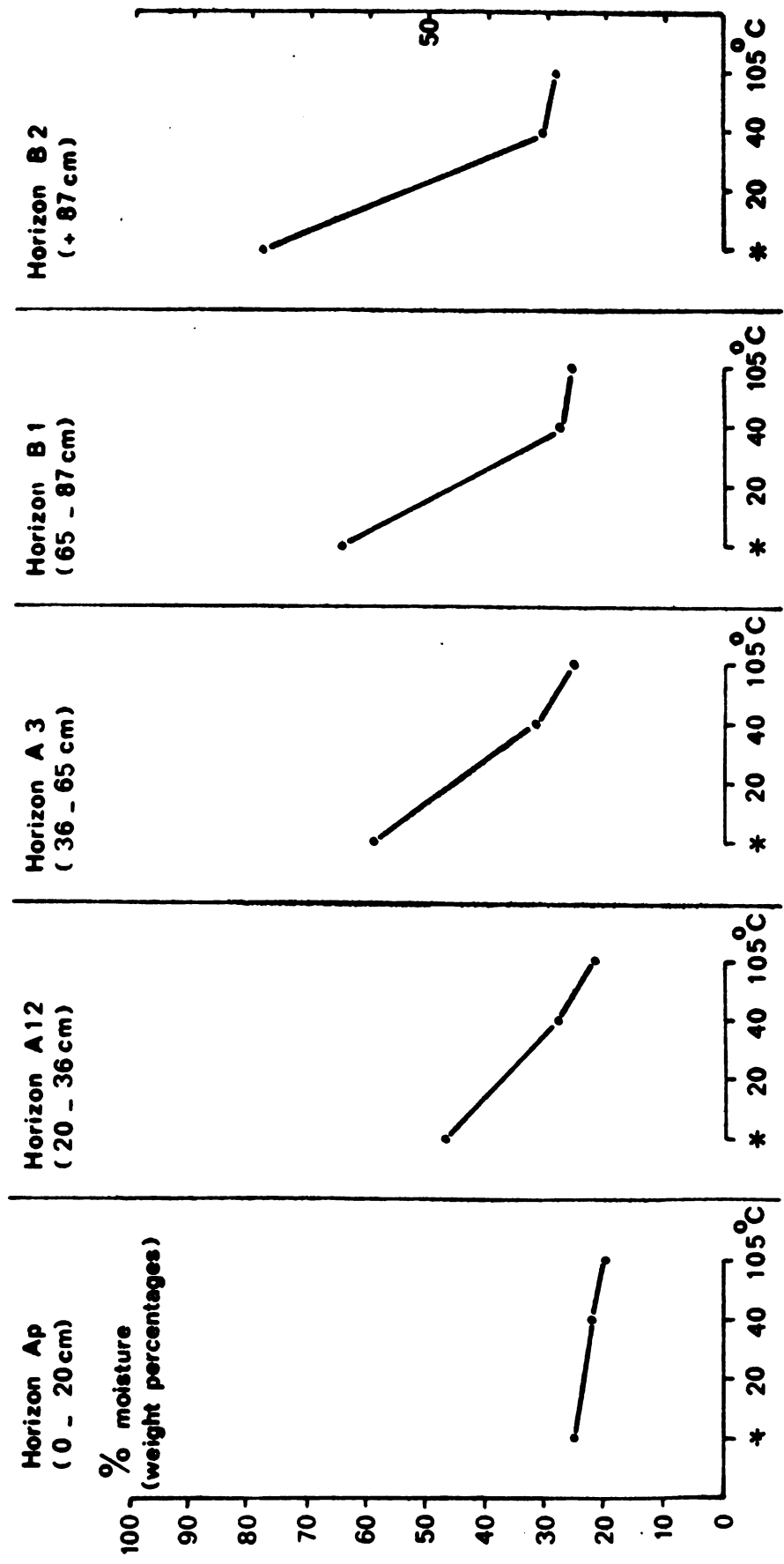


FIG 2b

Soil samples JAPAN  
Influence of drying on moisture contents  
at pf 4.2



\* field moist

pF curves of soil samples from NEW ZEALAND

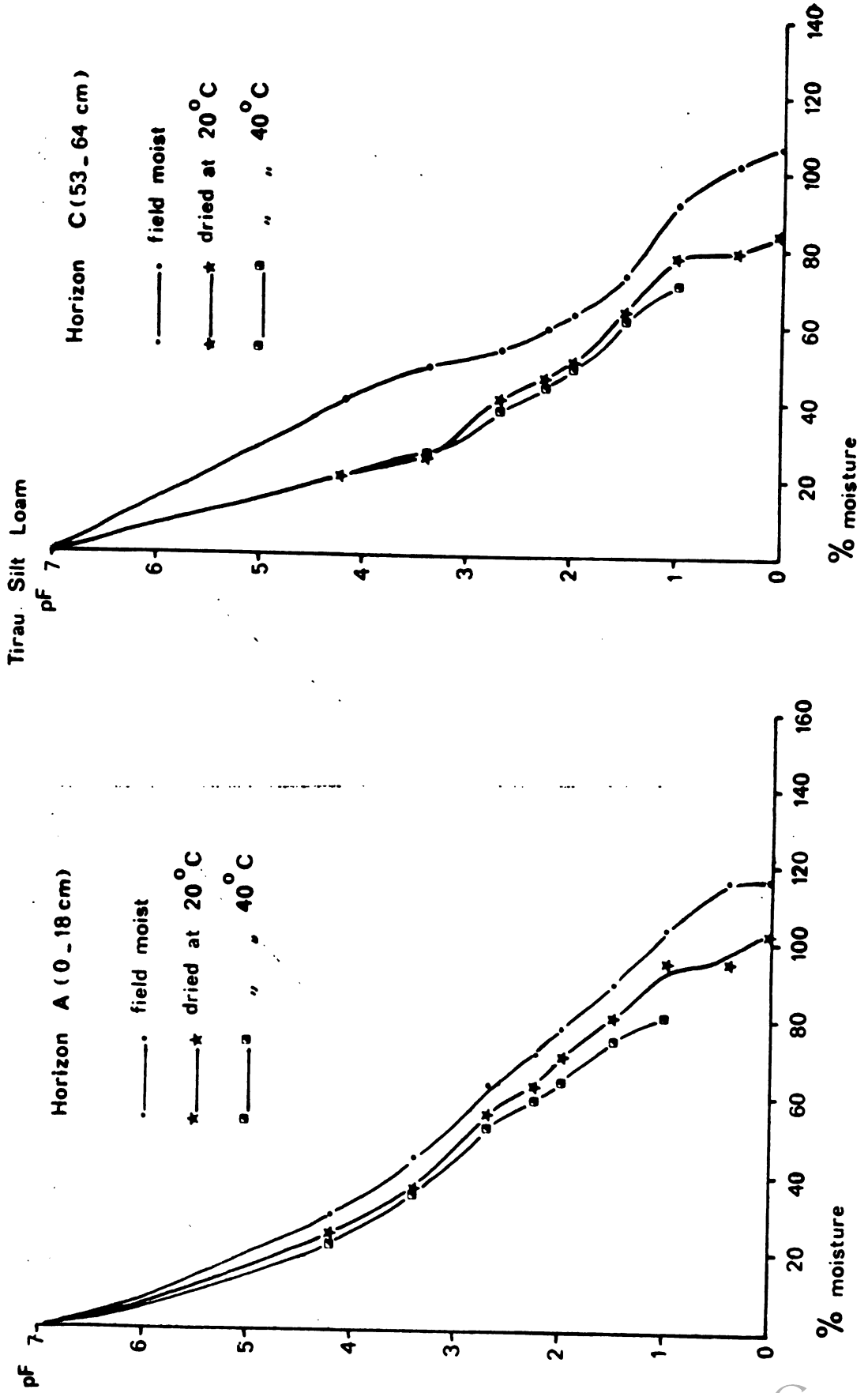


FIG 3b

pF curves of soil samples from COSTA RICA  
La Victoria Farm

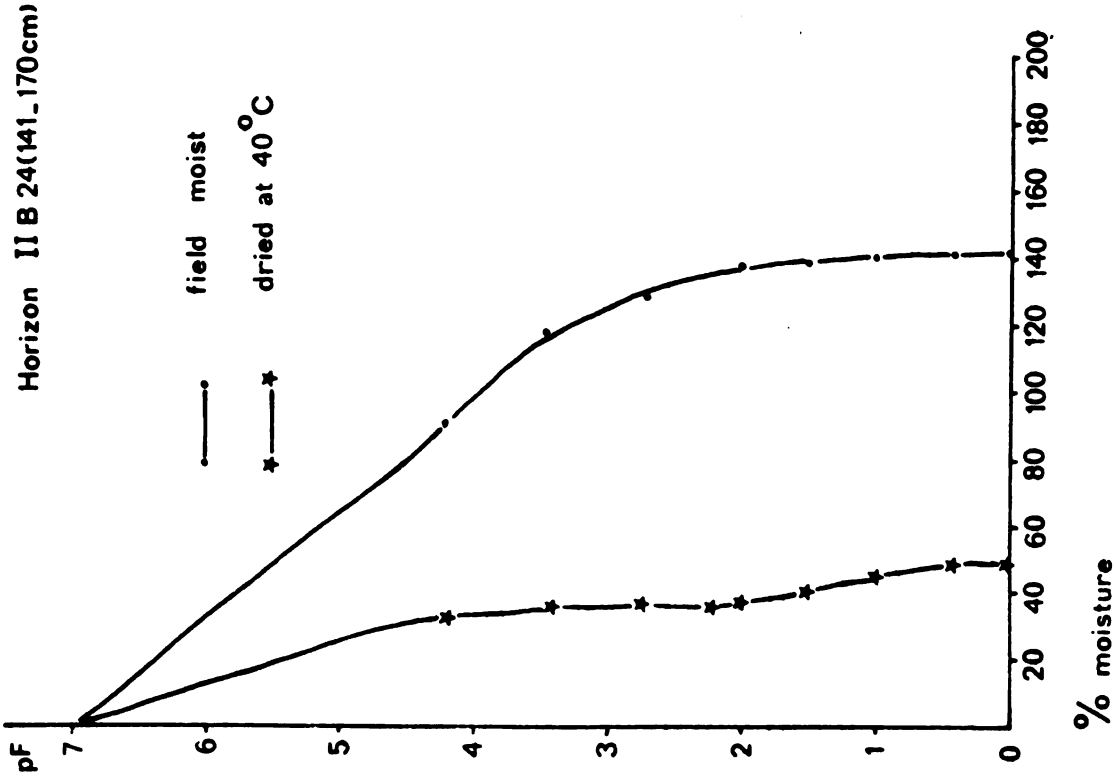
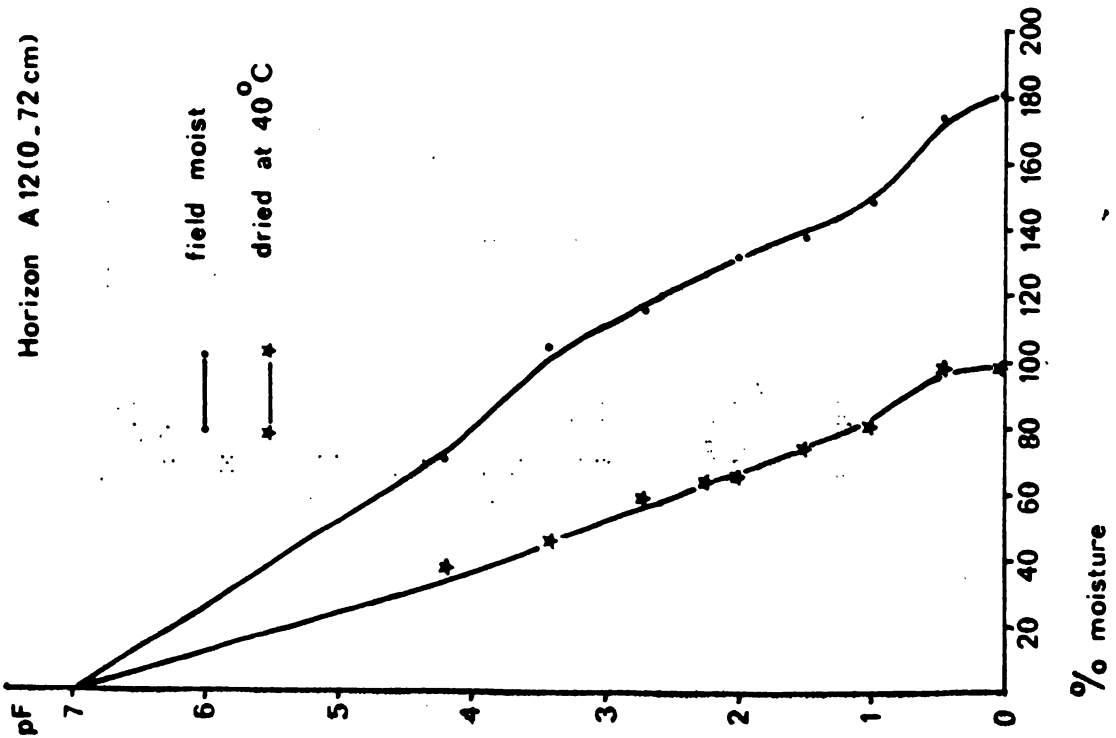


FIG 4b

**TABLE I A**

**Moisture characteristics of a Japanese volcanic ash soil, determined on field moist samples.**

Horizon	Depth cm	Bulk density at pF 2.0 g/cm <sup>3</sup>	ini- tial	Moisture contents in weight % of oven-dry soil										available water (3)
				pF0(2)	0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4	4.2			
A <sub>p</sub>	0—20	0.74 (1) 0.73 (1)	52.6 53.0	94.1 96.0	94.2 94.6	82.9 82.3	62.2 62.6	56.7 57.2	51.6 52.1	44.5 44.7	25.1 25.0	37.1 37.6		
A <sub>12</sub>	20—36	0.53 0.54	81.5 80.0	149.3 145.8	145.9 144.5	124.4 128.3	94.4 92.0	86.0 83.8	77.6 76.2	66.3 67.4	47.4 46.9	46.9 45.1		
A <sub>3</sub>	36—65	0.44 0.46	92.4 93.0	188.4 178.5	163.2 156.7	146.4 141.8	104.0 105.3	95.5 96.5	88.4 88.9	78.3 79.3	60.1 58.9	43.9 46.4		
B <sub>1</sub>	65—87	0.46 0.47	99.5 99.5	180.5 175.9	163.6 160.5	145.7 141.0	108.6 108.8	102.4 102.8	96.7 97.0	89.8 84.5	64.7 64.7	43.9 44.1		
B <sub>2</sub>	87—?	0.41 0.38	110.5 113.3	207.5 226.8	183.9 184.6	165.5 159.3	121.4 137.1	111.2 123.8	107.1 118.3	98.7 97.2	77.3 79.1	44.1 58.0		

(1) analytical results of duplicate samples

(2) calculated from bulk density

(3) moisture content at pF 2.0 minus moisture content at pF 4.2



TABLE I B

Moisture characteristics of a Japanese volcanic ash soil, determined on same samples as mentioned in table I A, after drying at 105°C in sample rings.

Horizon	Depth cm	Bulk density at pF 2.0 g/cm <sup>3</sup>	initial	Moisture contents in weight % of oven-dry soil									
				pF0(2)	0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4	4.2	available water (3)	
Ap	0—20	0.78 (1)	0	87.6	77.2	76.7	58.1	54.1	49.7	40.0	19.5	38.6	
		0.75 (1)	0	92.7	76.6	75.9	57.4	53.4	50.0	38.9	19.5	37.9	
A <sub>12</sub>	20—36	—	0	—	110.9	109.1	71.1	64.0	57.9	39.4	22.2	18.9	
		0.64	0	116.7	115.1	113.2	69.5	62.7	56.9	40.1	22.1	47.4	
A <sub>3</sub>	36—65	0.66	0	113.2	114.4	108.9	64.6	59.0	54.2	40.2	25.2	39.4	
		—	0	—	114.2	108.9	64.8	59.8	54.2	40.3	24.8	40.0	
B <sub>1</sub>	65—87	0.76	0	94.4	88.8	83.0	54.5	51.4	50.2	40.7	25.6	28.9	
		0.78	0	91.0	84.5	79.8	55.5	52.5	50.0	39.7	25.8	29.7	
B <sub>2</sub>	87—?	0.78	0	90.6	91.9	84.9	50.4	48.4	46.7	39.1	28.1	22.3	
		0.77	0	92.3	86.1	79.1	50.3	47.9	46.1	37.9	27.6	22.7	

(1) analytical results of duplicate samples

(2) calculated from bulk density

(3) moisture content at pF 2.0 minus moisture content at pF 4.2

**TABLE I C**

Horl- zon	Depth cm	Moisture treat- ment	Bulk density at pF 2.0 g/cm <sup>3</sup>	ini- tial	Mean values of tables I A and I B Moisture contents in weight % of oven-dry soil										available water
					pF 0	0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4	4.2			
AP	0—20	I (1) II (2)	0.74 0.76	52.8 0	95.0 90.2	94.4 76.9	83.1 76.3	62.4 57.7	57.0 53.8	51.9 49.9	44.6 39.4	25.1 19.5	37.3 38.2		
A <sub>1s</sub>	20—36	I II	0.54 0.64	80.8 0	147.6 116.7	145.2 113.0	126.6 111.2	93.2 70.3	84.9 63.4	76.9 57.4	66.8 39.8	47.2 22.2	46.0 48.1		
A <sub>s</sub>	36—65	I II	0.45 0.66	92.7 0	183.4 113.2	160.0 114.3	144.1 108.9	104.8 64.7	96.0 59.4	88.7 54.2	78.8 40.2	59.5 25.0	45.3 39.7		
B <sub>1</sub>	65—87	I II	0.46 0.77	99.5 0	178.2 92.7	162.1 86.7	143.4 81.4	108.7 55.0	102.6 51.9	96.9 50.1	87.3 40.2	64.7 25.7	44.0 29.3		
B <sub>2</sub>	87—?	I II	0.40 0.78	111.9 0	217.2 91.5	184.3 89.0	162.4 82.0	129.3 50.4	117.5 48.2	112.7 46.4	97.8 38.5	78.2 27.8	51.1 22.6		

(1) field moist  
(2) dried at 105°C

TABLE I D

Moisture characteristics of a Japanese volcanic ash soil, determined on pre-dried samples.

Hori- zon	Depth cm	Moisture treat- ment	Bulk density at pF 2.0 g/cm <sup>3</sup>	ini- Hal	pF 0	Moisture contents in weight % of oven-dry soil									
						0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4	4.2	available		
Ap	0-20	I (1)	0.88	3.7	72.4	68.3	66.8	61.2	58.6	54.9	44.3	22.0	39.2		
		II (2)	1.03	0	56.5	66.8	65.0	58.2	55.9	51.0	39.4	19.5	36.2		
A <sub>12</sub>	20-36	I	0.75	4.0	93.6	93.1	91.7	81.5	72.0	60.0	46.6	28.2	53.3		
		II	0.76	0	91.9	94.6	91.9	74.6	65.9	54.9	39.8	22.2	46.4		
A <sub>3</sub>	36-65	I	0.81	5.1	85.2	83.1	80.6	52.2	48.4	44.7	48.9	31.6	20.6		
		II	0.79	0	88.6	76.7	77.1	48.3	45.7	42.2	40.2	25.0	16.7		
B <sub>1</sub>	65-87	I	0.74	4.1	98.8	92.8	91.3	72.9	62.1	53.2	41.3	27.6	45.3		
		II	0.79	0	89.7	91.3	90.6	65.8	57.4	49.5	40.2	25.7	38.2		
B <sub>2</sub>	87-?	I	0.72	4.9	101.6	76.6	72.9	49.1	45.6	42.0	39.8	30.4	18.7		
		II	0.79	0	88.4	71.3	69.8	43.3	41.4	38.0	38.5	27.8	12.9		

(1) soil dried at 40°C before filling the sample rings

(2) samples of treatment I dried at 105°C in sample rings

TABLE II A

Moisture characteristics of 2 volcanic ash soils from New Zealand, determined on field moist samples.

Profile	Hori- zon	Depth cm	Bulk density at pF 2.0 g/cm <sup>3</sup>	ini- tial	pF 0.0 (2)	Moisture content in weight % oven-dry soil							4.2 available moisture (3)
						0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4		
Taupo	A	0-10	0.53 (1)	44.3	141.9	124.5	121.1	88.7	67.7	49.6	27.2	16.8	71.9
			0.50 (1)	43.6	148.2	126.8	120.0	88.4	67.0	49.0	27.6	17.2	71.2
	(B)	13-28	0.58	42.1 41.3	122.4 119.1	107.0 105.2	99.8 97.2	60.6 60.2	49.3 48.5	38.4 37.6	26.2 25.6	15.9 16.1	44.7 44.1
C	30-41	0.64 0.60	48.4	102.9	94.0	84.7	59.8	49.1	37.1	19.2	10.1	49.7	
			47.2	99.8	87.8	83.1	59.1	48.6	35.7	19.0	10.2	48.9	
Tirau	A	0-18	0.64	71.2	108.6	115.4	105.9	78.0	71.8	64.1	44.1	28.7	49.3
			0.56	69.9	124.8	116.6	102.7	76.6	70.4	62.6	43.8	29.1	47.5
	B	30-51	0.56 0.61	58.4 58.4	113.4 109.6	109.8 107.3	103.9 103.3	67.0 67.4	61.5 61.8	55.6 55.9	45.6 45.1	37.3 36.3	29.7 31.1
C	53-64	0.63 0.63	56.7 55.8	108.6 105.5	105.6 101.6	92.7 92.2	64.3 64.3	59.6 58.4	54.6 54.4	46.8 51.6	37.4 41.3	26.9 22.0	

(1) analytical results of duplicate samples

(2) calculated from bulk density

(3) moisture content at pF 2.0 minus moisture content at pF 4.2

TABLE II B

Moisture characteristics of 2 volcanic ash soils from New Zealand, determined on same samples as mentioned in table II A, after drying at 20°C in sample rings.

Profile	Hori- zon	Depth cm	ini- tial	Moisture contents in weight % oven-dry soil							4.2 available moisture (2)	
				pF0	0.4	1.0	2.0	2.3	2.7	3.4		
Taupo	A	0—10	6.0 (1) 4.8 (1)	118.7 117.7	117.4 115.6	117.2 115.4	89.4 91.2	66.6 66.8	50.8 48.8	23.2 21.4	9.1 13.2	80.3 78.0
	(B)	13—28	4.1 4.3	91.8 91.5	88.4 85.8	88.0 85.8	53.9 52.8	40.4 39.3	27.1 25.8	10.3 9.7	5.0 5.5	48.9 47.3
	C	30—41	3.9 3.4	79.4 77.1	77.5 75.5	76.3 75.2	56.1 55.8	42.8 42.9	27.8 26.4	7.5 7.7	10.6(?) 3.6	45.6 52.2
Tirau	A	0—18	10.7 10.3	104.1 103.7	96.2 95.4	95.9 95.4	70.7 70.1	63.2 62.7	57.0 56.3	36.8 36.6	23.5 24.1	47.2 46.0
	B	30—51	11.3 11.6	98.8 97.8	87.9 88.5	86.7 87.4	54.3 54.1	46.4 46.5	38.9 38.5	23.6 23.5	18.5 18.8	35.8 35.3
C		53—64	11.0 10.8	83.6 86.1	79.1 78.9	76.3 77.8	51.0 51.9	46.8 46.1	41.2 39.5	26.8 26.8	20.8 19.7	30.2 32.2

(1) analytical results of duplicate samples  
 (2) moisture content at pF 2.0 minus moisture content at pF 4.2

TABLE II C

Moisture characteristics of 2 volcanic ash soils from New Zealand, determined on same samples as mentioned in table II B, after drying at 40°C in sample rings.

Profile	Hori- zon	Depth cm	ini- tial	pF 1.0	Moisture contents in weight % oven-dry soil							available moisture (2)
					2.0	2.3	2.7	3.4	4.2			
Taupo	A	0-10	3.0 (1)	107.9	83.2	64.0	46.4	25.3	15.3	67.9		
			3.0 (1)	105.0	83.6	65.0	48.6	25.4	13.9	69.7		
	(B)	13-28	2.1	83.9	51.9	40.1	24.8	11.2	6.2	45.7		
			2.0	81.3	50.7	38.8	23.9	11.3	6.1	44.6		
	C	30-41	2.0	73.3	54.6	43.6	26.2	9.2	3.6	51.0		
			1.6	71.3	54.4	43.4	25.7	8.8	4.0	50.4		
Tirau	A	0-18	5.4	81.6	64.5	59.8	52.5	36.3	23.1	41.4		
			5.3	82.2	64.3	59.4	52.0	36.5	22.5	41.8		
	B	30-51	5.6	79.8	50.5	44.1	34.3	24.2	17.9	32.6		
			5.4	77.5	51.0	44.3	34.1	23.8	17.8	33.2		
	C	53-64	5.3	72.8	49.8	44.9	37.4	28.1	20.0	29.8		
			5.3	70.0	48.8	44.5	37.5	27.6	20.3	28.5		

(1) analytical results of duplicate samples

(2) moisture content at pF 2.0 minus moisture content at pF 4.2

Pro- file	Hori- zon	Depth cm	Moi- str- m
Taupo	A	0—10	I II III
	(B)	13—28	I II III
	C	30—41	I II III
Tirau	A	0—18	I II III
	B	30—51	I II III
	C	53—64	I II III

(1) field moist. (2) dried at 20°. (3) di

**II B, after**

**available  
Asture (2)**

**67.9  
69.7**

**45.7  
44.6**

**51.0  
50.4**

**41.4  
41.8**

**32.6  
33.2**

**29.8  
28.5**



**TABLE III**

**Comparison of some pF data of Taupo Sandy Silt determined by the Tropical Soils Division (TSD) and the Soil Bureau New Zealand (SB).**

Depth	pF 2.3		pF 4.2	
	TSD	SB	TSD	SB
0 — 4'	67.4	83.2	17.0	27.8
5 — 11'	48.9	—	16.0	—
12 — 16'	48.8	49.9	10.2	8.9



**Moisture**

**Pro-  
file**



**Irola**

**La Vic-  
toria**

(1) field  
(2) sam



**TABLE V**

**Comparison of some data on moisture characteristics of samples from Costa Rica determined by the Tropical Soils Division (TSD) and published in "Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America" (Panel).**

Origin	Depth cm	Horizon	Bulk density g/cc		Moisture content at pF 4.2	
			Panel	TSD	Panel	TSD
Irola Farm	0— 30	Ap	0.7	0.5	65	55
	30— 80	A 12	0.6	0.4	84	93
	80—120	II B 1	0.6	0.5	80	79
La Victoria Farm	0— 38	A p	0.5	— 0.4 (x)	100	— 70 (x)
	38— 70	A 12	0.5	—	100	—
	100—141	II B 22	0.6	0.5	87	88
	141—170	II B 23	0.5	0.6	110	91

(x) sample representing the 0—70 cm layer.



Particle size

field-moist

2mm— 1 mm	1 mm— 500 mu	500— 210 mu	210— 50 mu
--------------	-----------------	----------------	---------------

New Zealand

Taupo:

1	5.6	2.3	5.7	30.4
2	10.1	4.8	14.4	29.0
3	14.5	2.5	3.3	23.7

Tirau:

1	1.7	0.9	3.1	23.4
2	0.1	0.2	3.3	26.9
3	0	0.2	3.3	22.2

Costa Rica

Irola Farm:

1	0.7	0.2	0.8	3.5
2	1.1	0.4	0.6	1.7
3	0.7	0.7	0.5	1.2

La Victoria:

1	2.1	0.6	2.0	2.4
2	0.2	0.2	0.9	0.9
3	0.2	0.2	0.5	0.5





TABLE VII

Effect of drying at 40°C on "available moisture" in some volcanic ash soils.

Profile	Depth cm	% moisture at pF 2.0		% irre- versibi- lity	% moisture at pF 4.2		% irre- versibi- lity	% "available moisture"	
		"field- moist	dried at 40°C		"field- moist	dried at 40°C		"field- moist	dried at 40°C
<b>Japan</b>									
Miyagasaki	0—20	62.4	61.2	2	25.1	22.0	12	37.3	39.2
	20—36	93.2	81.5	13	47.2	28.2	40	46.0	53.3
	36—65	104.8	52.2	50	59.5	31.6	47	45.3	20.6
	65—87	108.7	72.9	33	64.7	27.6	57	44.0	45.3
	87+	129.3	49.1	62	78.2	30.4	61	51.1	18.7
<b>New Zealand</b>									
Taupo	0—10	88.6	83.4	6	17.0	14.6	14	71.6	68.8
	13—28	60.4	51.3	15	16.0	6.2	61	44.4	45.1
	30—41	59.4	54.5	8	10.2	3.8	63	49.2	50.7
Tirau	0—18	77.3	64.4	17	28.9	22.8	21	48.4	41.6
	30—51	67.2	50.8	24	36.8	17.8	51	30.4	33.0
	53—64	63.8	48.3	24	39.4	20.2	49	24.4	28.1
<b>Costa Rica</b>									
Irola	0—30	102.0	77.3	24	54.9	34.6	37	47.1	42.7
	30—80	124.9	39.3	69	93.1	27.4	71	31.8	11.9
La Victoria	80—120	110.5	39.3	64	79.2	24.0	70	31.3	15.3
	0—72	130.6	64.4	51	69.6	36.4	48	61.0	28.0
	100—141	144.3	37.0	74	88.2	31.0	65	56.1	6.0
	141—170	137.8	37.5	73	90.9	32.9	64	46.9	4.6



TABLE VII

Effect of drying at 40°C on "available moisture" in some volcanic ash soils.

Profile	Depth cm	% moisture at pF 2.0		% irre- versibi- lity	% moisture at pF 4.2		% irre- versibi- lity	% "available moisture"	
		"field- moist	dried at 40°C		"field- moist	dried at 40°C		"field- moist	dried at 40°C
<b>Japan</b>									
Miyagasaki	0—20	62.4	61.2	2	25.1	22.0	12	37.3	39.2
	20—36	93.2	81.5	13	47.2	28.2	40	46.0	53.3
	36—65	104.8	52.2	50	59.5	31.6	47	45.3	20.6
	65—87	108.7	72.9	33	64.7	27.6	57	44.0	45.3
	87+	129.3	49.1	62	78.2	30.4	61	51.1	18.7
<b>New Zealand</b>									
Taupo	0—10	88.6	83.4	6	17.0	14.6	14	71.6	68.8
	13—28	60.4	51.3	15	16.0	6.2	61	44.4	45.1
	30—41	59.4	54.5	8	10.2	3.8	63	49.2	50.7
Tirau	0—18	77.3	64.4	17	28.9	22.8	21	48.4	41.6
	30—51	67.2	50.8	24	36.8	17.8	51	30.4	33.0
	53—64	63.8	48.3	24	39.4	20.2	49	24.4	28.1
<b>Costa Rica</b>									
Irola	0—30	102.0	77.3	24	54.9	34.6	37	47.1	42.7
	30—80	124.9	39.3	69	93.1	27.4	71	31.8	11.9
	80—120	110.5	39.3	64	79.2	24.0	70	31.3	15.3
La Victoria	0—72	130.6	64.4	51	69.6	36.4	48	61.0	28.0
	100—141	144.3	37.0	74	88.2	31.0	65	56.1	6.0
	141—170	137.8	37.5	73	90.9	32.9	64	46.9	4.6



TABLE VII

Effect of drying at 40°C on "available moisture" in some volcanic ash soils.

Profile	Depth cm	% moisture at pF 2.0		% irre- versibi- lity	% moisture at pF 4.2		% irre- versibi- lity	% "available moisture"	
		"field- moist 40°C dried at 40°C"	irre- versibi- lity		"field- moist 40°C dried at 40°C"	irre- versibi- lity		"field- moist 40°C dried at 40°C"	irre- versibi- lity
<b>Japan</b>									
Miyagasaki	0—20	62.4	61.2	2	25.1	22.0	12	37.3	39.2
	20—36	93.2	81.5	13	47.2	28.2	40	46.0	53.3
	36—65	104.8	52.2	50	59.5	31.6	47	45.3	20.6
	65—87	108.7	72.9	33	64.7	27.6	57	44.0	45.3
	87+	129.3	49.1	62	78.2	30.4	61	51.1	18.7
<b>New Zealand</b>									
Taupo	0—10	83.6	83.4	6	17.0	14.6	14	71.6	68.8
	13—28	60.4	51.3	15	16.0	6.2	61	44.4	45.1
	30—41	59.4	54.5	8	10.2	3.8	63	49.2	50.7
Tirau	0—18	77.3	64.4	17	28.9	22.8	21	48.4	41.6
	30—51	67.2	50.8	24	36.8	17.8	51	30.4	33.0
	53—64	63.8	48.3	24	39.4	20.2	49	24.4	28.1
<b>Costa Rica</b>									
Irola	0—30	102.0	77.3	24	54.9	34.6	37	47.1	42.7
	30—80	124.9	39.3	69	93.1	27.4	71	31.8	11.9
La Victoria	80—120	110.5	39.3	64	79.2	24.0	70	31.3	15.3
	0—72	130.6	64.4	51	69.6	36.4	48	61.0	28.0
	100—141	144.3	37.0	74	88.2	31.0	65	56.1	6.0
	141—170	137.8	37.5	73	90.9	32.9	64	46.9	4.6

**TABLE VIII**

**Relation between % weathering products and irreversibility in soil samples from Costa Rica.**

<b>Origin</b>	<b>Depth cm</b>	<b>Weathering products. %</b>	<b>Irreversibility %</b>
<b>Irola Farm</b>	0— 30	26	37
	30— 80	63	71
	80—120	63	70
<b>La Victoria Farm</b>	0— 70	19	48
	100—141	59	65
	141—170	62	64

## ANNEX I

### Descriptions of profiles represented by the samples under investigation.

#### I Samples from Japan.

- Location** : Myyagasaki, Ibaragi-machi, Higashi-Ibaragi-gun, Ibaragi Prefecture, near Tokyo (Longitude: 140°28 East, Latitude: 36°15 North).
- Topography** : Flat upland; elevation 25 m above sea level.
- Climate** : Mean annual temperature 12.8°C, annual precipitation 1390 mm (Mito Local Meteorological Observatory).
- Parent material** : Wind blown volcanic ash.
- Vegetation (or land use)** : Young chestnut and common upland crops; barley (winter) and upland rice (summer).

#### Profile description:

##### Horizon Depth

- Ap** 0—20 cm, blackish brown (7.5 YR 2/2), silty clay loam; medium, fine granular structure; slightly compact (14 mm measured by a penetrometer 8 kg/40 mm), sticky, plastic, semi-moist; abundant roots, smooth clear boundary.
- A12** 20—36 cm, blackish brown (7.5 YR 2/2), silty clay loam; medium to weak fine granular and weak blocky structure; slightly compact (15 mm), sticky, plastic; many roots, semi-moist; smooth clear boundary.
- A 3** 35—65 cm, very dark brown (7.5 YR 2/3), silty clay loam; weak blocky and very weak fine granular structure; common, fine and very fine pores; compact (20 cm), sticky, plastic; common roots, semi-moist; irregular clear boundary.
- B 1** 65—87 cm, brown (7.5 YR 4/4), silty clay loam; massive, common fine and very fine pores; compact (20 mm), sticky, plastic; moist, few roots; smooth gradual boundary.
- B 2** 87 cm +, brown (7.5 YR 4/5), silty clay loam; massive, common, very fine and fine pores; compact (21 cm), sticky, plastic; moist.

#### II Samples from New Zealand.

##### 1. Taupo Sandy Silt.

- Location** : Wharepaina, west side of Rotorua-Taupo Highway, 5 miles south of Waiotapu N85/793738.
- Slope** : Flat.
- Altitude** : 1,080 ft.
- Vegetation of Site** : Tussock, cocksfoot, bracken fern, mingi mingi.

##### Profile:

- A** 0— 5 in. black (7.5 YR 2/0) sandy silt; crumbly; weakly to moderate developed coarse nutty and granular structure; slightly greasy; very many roots in top 2 in., many below; indistinct irregular boundary.
- AB** 5— 7 in. dark brown (10 YR 3/3) sandy silt; friable; weakly to moderately developed medium nutty structure; many casts of topsoil; many roots; distinct wavy boundary.
- (B)** 7—14 in. yellowish brown (10 YR 5/4) gritty sandy loam; firm in place but crumbles easily; massive; few white pumice lapilli up to 1 in. in diameter; many fine roots; slippery when moist; distinct wavy boundary.

- C
- 14—17 in. very pale brown (10 YR 7/4) sandy loam; firm in place but crumbles easily; massive; common whitish pieces of pumic (average size 1/4 in.); few roots; indistinct wavy boundary.
  - 17—20 in. pale yellow (2.5 Y 7/4) loamy sand with fine rhyolite gravels; fairly firm in place but crumbles easily; massive; no roots; few yellowish brown fine bands parallel to surface; distinct wavy boundary.
  - 20—27 in. pale grey (5 Y 7/2) fine and coarse sand; very firm; massive; no roots; sharp wavy boundary (Taupo sand).
  - 27—34 in. very pale brown (10 YR 7/4) and pale grey (5 Y 7/2) silty sand and fine pumic gravel; wet; massive; firm; slightly slippery.
  - 34—42 in. pale yellow (5 Y 8/3) medium pumic gravels (average 1/4 in., but up to 2 in. diam.); loose; sharp boundary (Taupo lapilli).
- Dr
- 1/4 in. grey (5 Y 5/1) fine silty sand; firm; massive; sharp wavy boundary (Rotongaic ash).
  - 42—44 in. pale olive (5 Y 6/3) silty coarse sand; firm in place (Hatepe lapilli).

uAB on

reddish yellow (7.5 YR 7/6) silty coarse sand; firm in place; massive; greasy. All horizons variable in depth. Brown subsurface horizon often very thin. In the grey Taupo sand, often lenses of grey coarse sand (rhyolite and pumice). Charred wood common.

**Parent Material** : Rhyolite pumice (Taupo Pumice) erupted 1,700 years ago.

**Native Vegetation** : Manuka scrub and bracken fern. Area had podocarp forest prior to Polynesian fires.

**Rainfall** : 50 in.

**Classification** : (a) Moderately leached yellow-brown pumice soil. (b) Moderately enleached subalvic soil.

**Main Use of Soil** : Dairying, semi-intensive sheep farming and exotic forestry.

(from: N. Z. Soil Bureau Bulletin No 26).

**Location** : Hetherington Rd., Tirau, on roadside 1 1/2 miles east of Tirau and 1/2 mile south of cementery. N66/273253.

**Slope** : 2°.

**Aspect** : E, near crest of easy rolling ridge.

**Altitude** : 400 ft.

**Vegetation of Site** : Bracken fern, cocksfoot, sweet vernal.

**Profile:**

**A<sub>1</sub>** 0—7 in. dark reddish brown (5 YR 3/2) silt loam; friable; moderately developed very fine crumb to granular structure; abundant roots; distinct irregular boundary.

**AB** 7—12 in. dark brown (10 YR 3/3) sandy loam, very friable; moderately developed fine granular structure; many roots; indistinct irregular boundary.

**(II) B** 12—20 in. yellowish brown (10 YR 5/6) sandy loam; firm to friable; moderately developed medium nutty structure with dark yellowish brown very fine coatings (? clay) to peds; few roots.

**II B23fb** Brown (7.5 YR 4/4) silty clay; moderate medium subangular blocky



(II) C on yellowish brown sandy loam to loamy sand; firm and generally massive; few small irregular pores with dark yellowish brown linings.

Parent Material : "Tirau ash". The topsoil includes thin contribution (totalling less than 3 in.) of Taupo and Kaharoa ashes.

Native Vegetation : Broadleaved-podocarp forest.

Rainfall : 55 in.

Classification : (a) Moderately leached central yellowbrown loam. (b) Moderately enleached alvic soil.

Main Use of Soil : Dairving and intensive sheep farming.

(from: N. Z. Soil Bureau Bulletin N<sup>o</sup> 26).

### III Samples from Costa Rica.

#### 1. Irola Farm.

Date of sampling : 23 April 1969.

Location : Between Cervantes and Paraíso; north of the highway in a field belonging to Sr. Irola; 22 m south of the west end of a line of four trees, 45 m west of a tree in the fence along the highway; 205,8 km north and 554.4 km east, Irasú (3445 IV) topographic sheet, Costa Rica.

Land form : Long, regular 10 percent slope.  
Side slope of volcano.

Elevation : 1500 m

Mean annual temperature: About 19°C.

Precipitation : About 2000 mm per year with mild dry season.

Drainage : Good, Soil moist at time of sampling, without water table.

Vegetation : Very weedy, unimproved pasture. Not seeded since last crop of sugar cane two years ago.

Classification : Birrisito series (4). Typic Dystrandept, ashy, isothermic.

Horizon (cm) : Description (moist color):

Ap 0—30 Black (10 YR 2/1) loam; moderate very fine granular structure; friable, slightly sticky, slightly plastic, many very fine interstitial pores, few tubular; many very fine roots; lower boundary clear and smooth.

A12 Black (10 YR 2/1 or 1/1) loam, moderate fine subangular blocky breaking to strong very fine granular structure; friable, slightly sticky, slightly plastic, many very fine interstitial and tubular pores; many krotovinas; many very fine roots; one angular pebble and one fragment of pottery near the lower boundary; lower boundary very variable, abrupt and clear and irregular.

II B1 80—120 cm Dark brown (10 YR 4/3, with variations to 4/4 and 3/3) silty clay; weak fine and very fine subangular blocky breaking to moderate very fine granular structure; friable, sticky, plastic; many very fine tubular pores; few nearly white, common black, few reddish grains less than 1 mm diameter; very variable; 35 percent inclusions, from 10 to 15 cm across, of material like that of horizons above and (to a lesser extent) below; lower boundary clear and gradual and wavy.

- II B21 120—160 cm** Strong brown (7.5 YR 4/6) silty clay; moderate very fine subangular blocky structure; friable, sticky, plastic; many very fine tubular pores; few soft reddish concretions, from 2 to 5 mm diameter; few nearly white grains less than 1 mm diameter; few black sand grains inclusions, from 5 to 15 cm across, of material like that of B1 and A12; many roots; lower boundary gradual.
- II B22 160—195 cm** Strong brown (7.5 CR 4/6) silty clay; weak medium breaking to moderate fine and very fine subangular blocky structure; friable, sticky, plastic; many very fine tubular pores; few nearly white grains less than 1 mm diameter; few black sand grains; few roots; lower boundary clear and smooth.
- 195—210 +** structure; firm, sticky, plastic; common very fine tubular pores; common coatings (clay film ?) on peds, some reddish; few small black coatings; few reddish concretions, from 2 to 5 mm diameter; few roots.

(from: Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America. July 6-13, 1969. Turrialba, Costa Rica).

### III 2. La Victoria Farm.

**Date of sampling** : 24 April 1969.

**Location** : Finca Victoria, east of Juan Viñas; cut on south side of field road, about 18 m south west of intersection with another field road; 0.2 to 0.3 km south of the highway; 566.6 km east and 209.4 km south. Tucurrique (3445 1) topographic sheet; Costa Rica.

**Land form** : Long, regular 8 percent slope. Broad ridge in undulating upland incised by streams.

**Elevation** : 1200 m.

**Mean annual temperature**: About 21°C.

**Precipitation** : About 3800 mm per year with little or no dry season.

**Drainage** : Good. Soil moist at time of sampling, without water table.

**Vegetation** : Sugar cane.

**Classification** : Birrisito series (4). Oxic Dystrandept, ashy, isohyperthermic.

**Horizon** : Description (moist color):

(The profile showed great variation in depth, thickness, and topography of the boundary between A and B horizons. The thickness of a greyish (2.5 YR 5/3) layer immediately under the A horizon varies from 0 to 50 cm without relation to the present surface topography).

**Ap 0—38 cm**: Black (10 YR 2/1) clay loam; moderate fine and very fine subangular blocky breaking to moderate very fine granular structure; friable, slightly sticky, slightly plastic; many interstitial pores; common very fine roots; lower boundary clear and wavy.

**A12 38—72 cm**: Black (10 YR 1/1) clay loam; strong very fine subangular blocky and granular structure; friable, slightly sticky, slightly plastic; many very fine tubular and interstitial pores; common roots; lower boundary very variable, abrupt, clear, and gradual and irregular.

**II B21 72—100 cm**: Light olive brown (2.5 YR 5/4) clay; weak fine and very fine subangular blocky structure; friable, very sticky, plastic, smeary; common very fine tubular pores; common white grains from 0.5 to 2 mm diameter; few roots; 20 percent inclusions of material like that of A12 horizon; lower boundary gradual and wavy.

**II B22 100—141 cm**: Like B21 except: yellowish brown (10 YR 5/6); medium, fine and very fine structure; 20 percent of horizon is 10 YR 5/8, 10 percent 2.5 YR 5/4.

II B23 141—170 cm: Like B21 except: yellowish brown (10 YR 5/4); medium, fine, and very fine structure; many pores; 10 percent horizon is 10 YR 5/6.

II B24 170—185 cm: Like B21 except: yellowish brown (10 YR 5/4); many pores; no roots; 25 percent of horizon 10 YR 6/3 and lighter.

(from: Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, June 6-13, 1969. Turrialba, Costa Rica).



**ANNEX II**

**Country and Depth  
profile            cm**

---

**Japan**

**Miyasaki**

1  
2  
3  
4  
5

**New Zealand**

**Taupo**

1  
2  
3

**Tirau**

1  
2  
3

**Costa Rica**

**Irola**

1  
2  
3

**La Victoria**

1  
2  
3

10  
10



## REFERENCES

- Andriease, J. P. and A. Muller, 1972:**  
 "Mineralogical Properties of 2 profiles of Volcanic Ash Derived Soils from Costa Rica". (in preparation).
- Birrel, K. S., 1964:**  
 "Some Properties of Volcanic Ash Soils". Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, Tokyo, Japan, 11-12 June 1964. World Soil Resources Report N° 14, pp. 74-81.
- Cajmet-Daage, F. et al., 1965:**  
 "Caractéristiques de quelques groupes de sols dérivés de roches volcaniques aux Antilles françaises". Cahiers O.R.S.T.O.M., Pédologie, vol. III, fasc. 2 - 1965, pp. 91-121.
- 1967: "Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 1<sup>re</sup> partie: Essai de caractérisation des sols des régions tropicales". Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédologie, vol. V, N° 1, 1967, pp. 3-38.
- 1967: "Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 2<sup>e</sup> partie: Conditions de formation et d'évolution". Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédologie, vol. V, N° 4, 1967, pp. 353-392.
- 1969: "Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques (3<sup>e</sup> partie)". Cahiers O.R.S.T.O.M. série Pédologie, vol. VII, N° 9, 1969, pp. 493-560.
- Dudal, R., 1964:**  
 "Correlation of Soils Derived from Volcanic Ash". Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, Tokyo, Japan, 11-27 June 1964. World Soils Resources Report, N° 14, pp. 134-137.
- Food and Agriculture Organization of the United Nation, 1964:**  
 "Meeting on the Classification and Correlation of Soils from Volcanic Ash, Tokyo, Japan, 11-27 June 1964". World Soil Resources Report, N° 14, pp. 141-142. Soil Map of the World FAO/UNESCO project.
- Forsythe, W. M., S. A. Gavande and M. A. González, 1969:**  
 "Physical Properties of Soil Derived from Volcanic Ash with Consideration of some Soils of Latin America". Panel on Volcanic Ash Soil in Latin America, July 6-13, 1969, Turrialba, Costa Rica. Training and Research Centre of the IAAIS, Turrialba, Costa Rica, pp. B. 3.1. - B. 3.6.
- Harst v. d. G. G. and W. P. Stakman, 1961:**  
 "The use of the sand-box apparatus to determine pF curves in the range pF 0.4 to 2.7". Institute for Land and Water Management Research, Note N° 81, June 1961. Wageningen, The Netherlands.
- 1962: "The use of the pressure membrane apparatus to determine soil moisture contents at pF 3.0 to pF 4.2 inclusive". Institute for Land and Water Management Research, Wageningen, The Netherlands. Note N° 159, Dec. 1962.
- 1965: "Soil Moisture Retention Curves. II Directions for the use of the sand-box apparatus. Range pF 0 to 2.7". Institute for Land Water Management Research, Wageningen, September 1965.
- Muller, A., 1969:**  
 "Volcanic Ash Derived Soils", Review article in Tropical Abstracts, Vol. 24, N° 6, June 1969.
- Marshall, T. J., 1945:**  
 "Tension of water in a sandy soil at field capacity". Journal Inst. Agr. Sci., 2: 192-194.
- Packrad, R. Q., 1957:**  
 "Some physical properties of Taupo pumice soils of New Zealand". Soil Sci, 83: Jan-June 1957, pp. 273-294.
- Richards, L. A., 1947:**  
 "Pressure-membrane apparatus, construction and use". Agric. Engin. 28: 451-454.
- Richards, L. A. and R. Weaver, 1944:**  
 "Moisture retention by some irrigated soils as related to soil-moisture tension". J. Agr. Research, 69: 215-235.
- Schalscha, E. B., C. González et al., 1965:**  
 "Effect of drying on Volcanic Ash Soils in Chile". Soil Science Society of America, Proceedings Vol. 29, July-August 1965, N° pp. 481-482.
- Schofield, R. K., 1935:**  
 "The pF of water in soil". Trans. 3d Intern. Congr. Soil Sci., 2: 37-48.
- Swindale, L., 1969:**  
 "The Properties of Volcanic Ash Soils". Panel on Volcanic Ash Soil in Latin America, July 6-13, 1969. Turrialba, Costa Rica, pp. B. 10. 1-B. 10. 9. Training and Research Centre of the IAA-IS Turrialba, Costa Rica.
- Taylor, N. H., 1962:**  
 "Soil Bureau Information Series N° 7".
- Turrialba, 1969:**  
 Panel on Volcanic Ash Soils in Latin America, July 6-13, 1969. Turrialba, Costa Rica. Training and Research Centre of the IAAIS Turrialba, Costa Rica.

Vries de, O and F. J. A. Dechering, 1960:  
"Grondonderzoek", p. 144. Bedrijfslaboratorium  
voor Grond - en Gewasonderzoek, Mariendaal -  
Oosterbeek 1960, The Netherlands.

Wright, A. C., 1964:  
"The "Andosols" or "Humic Allophane" Soils  
of South America". Meeting on the Classifica-  
tion and Correlation of Soils from Volcanic  
Ash. Tokyo, Japan, 11-12 June 1964. World  
Soil Resources Report N° 14, pp. 9-20.

Yamanaka, K. 1964:

"Physical Properties". Volcanic Ash Soils in  
Japan, pp. 69-91. Ministry of Agriculture and  
Forestry, Japanese Government, June 1964.

Zebrowski, C. 1971:

"Propriétés des Andosols de l'Itasy et de l'  
Ankaratra". Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédolo-  
gie, Vol. IR, N° 1, 1971, pp. 83-108.



# PROPOSED TECHNIQUE TO AVOID THE EFFECT OF AIR-DRYING ON THE WATER RETENTION OF SOILS DERIVED FROM VOLCANIC ASH

Warren M. Forsythe\*

## INTRODUCTION

It has been observed that the air-drying of some soils derived from volcanic ash causes the loss of some of its water retention (1, 7, 8, 17). For a soil under cultivation, air-drying is an abrupt change of relative humidity that is never experienced in the field. It has been estimated that the direct effect of evaporation, that is, the movement of vapor, only affects the first few cm of soil (18, 27). Richards (24) described experimental work where in a fine sandy loam, the direct effect of evaporation only affected the first 5 cm of soil one month after irrigation. The reduction of moisture down to the permanent wilting percentage in soils deeper than 5 cm, is attributed to plant roots. Therefore, except for the first cm of soil in the field, soil moisture cannot diminish to a value less than that which corresponds to a 15 bar suction (permanent wilting point), due to plant limitations. At 30°C the relative humidity of the soil air which corresponds to moisture of 15 bars is 94.93%. Consequently, it can be appreciated that the zone of an agricultural soil in the field that is deeper than the first few cm does not experience a relative humidity less than 94.93%. On the other hand, in open air, the relative humidity is influenced by the climate. Even in the humid climate of Turrialba, Costa Rica, with 2600 mm average annual rainfall and 87% average annual relative humidity, the average of the minima of relative humidity is 60%. In other words, every day there are some hours during which the relative humidity approximates 60%, which corresponds to a suction of 140 bars. The average of 87% corresponds to a suction of 35 bars.

In this article, data are presented which show the effect of air-drying on the water retention of two soils, found in a climate with a dry season and that have metahalloysite as their predominant clay mineral, and on a soil found in a climate with continuous rain and that has allophane as its predominant clay mineral. Since air-drying is a standard procedure for the preparation of soil samples, the effect of this preparation will influence much the evaluation of the true behavior of the soil in the field. For this reason I am also presenting in this article data of water retention of undisturbed samples, determined with the use of standard pressure

plate equipment, as a basis for comparing data obtained by the other methods.

## MATERIALS AND METHODS

Two soils series were studied, Alajuela Plano and Alajuela Ondulado (27), which experience a dry season, and surround the city of Alajuela, Costa Rica. These soils have altitudes that range from 500 to 1100 m above sea level and possess a topography that varies from slightly undulating to steep. In the Alajuela Plano series the three samples sites form a triangle with distances of 1.6, 2.4 and 3.6 km and in the Alajuela Ondulado series the three sites have distances between each other of 1.5, 5.2 and 4 km. Citrus, sugar cane, corn, and coffee are grown in the area. These two soils were sampled in September and October of 1969 during the latter part of the rainy season. The Birrisito series has an altitude ranging from 1220 to 1679 m and an undulating to steep topography. The three sites studied in this soil were within 10 m from each other in the sugar plantation Juan Viñas about 3 km from the town of Juan Viñas on the road to Turrialba (21). Mostly sugar cane is grown on this soil.

About 2 liters of disturbed soil samples were taken from each horizon of each sample site. The soil was kept sealed in polyethylene bags to conserve field moisture. The field-dry soil was sieved through a 2 mm sieve and also mixed in large polyethylene bags in order to reduce evaporation losses during the soil preparation. Half of the sample was kept at field-dry moisture and the other half was allowed to air-dry in the greenhouse for 4 days. Values of air-dry and field-dry moisture percentages are shown in Table 2. The field-dry samples were analyzed for water retention at suctions of 0.01, 0.05, 1.0, 2.0, 5.0, 10.0 and 15.0 bars which were applied for 48 hours. Metal sample rings 4 cm in internal diameter and 1 cm high were used, samples were gently packed with a rubber stopper to fill the rings, and duplicate determinations were made. Bulk densities of the packing of the rings were determined by dividing the oven-dry mass of soil placed in the sample rings by the ring volumes. Samples were soaked for 24 hours before applying suction. Low suction ceramic plates were used for suctions up to 0.1 bars and medium and high pressure ceramic plates were used for suctions from 0.5 to 15

\* Soil Physicist, IICA-CTEI, Turrialba, Costa Rica.

bars. The air-dry samples were analyzed for water retention in a similar manner.

The undisturbed samples were extracted in metal rings of the same dimensions used for the disturbed samples, but one end was sharpened. These rings were introduced into the soil using a special hand press, the samples were excavated and sculptured and placed on top of a formica sheet which was stored hermetically in a polyethylene bag. For a given horizon a series of 9 samples were taken within a horizontal area of 1 x 1 m for each of the three sample areas. In the laboratory the samples were treated like the disturbed ones except that they were not packed but only leveled. Undisturbed samples were obtained only for the Alajuela Plano and Alajuela Ondulado series.

The air-dry samples of the Alajuela Plano and Alajuela Ondulado series were analyzed for texture using the method of the American Society of Agronomy with "Calgon" as dispersing agent (9, 16), pH, organic matter using the method of Walkley and Black (28), and particle density with the pycnometer method with oven-dry soil (about 110 g) using a calibrated 250 ml volumetric flask as pycnometer and kerosene (boiling point 190°C) preheated to 110°C for half an hour, as the displacing liquid. Air was eliminated from the soil by heating the kerosene-soil mixture to 110°C and gently agitating until air bubbles ceased to be released. The values of particle density were used to calculate total porosity. All laboratory determinations on disturbed samples were done in duplicate. Field determinations of bulk density were made using undisturbed cores of approximately 300 ml in volume and 7.5 cm in diameter.

Examples of the profiles of Alajuela Ondulado sandy loam and Alajuela Plano sandy loam were analyzed for exchangeable Ca, Mg, and K, determined with a Perkin-Elmer 303 atomic absorption spectrophotometer after being displaced by N NH<sub>4</sub> OAC with pH 7. Al was also determined after being displaced by N KC1. Cation exchange capacity was determined by NH<sub>4</sub> OAC displacement (3).

## RESULTS AND DISCUSSION

Some properties of the three soils studies are given in Table 1. The data of the Birrisito soil for the same sample area as in this study, are compiled from other studies (19, 21). Chemical properties of the soil studied are shown in Table 2. Data for the Birrisito soil are taken from another source (21). Mineralogical properties of the clay fraction as a result of DTA and infra-red spectrographic analyses are also shown (S. P. González. Personal communication. Also, by the same author: 1972. Characteri-

zación de la fracción arcilla en algunos suelos derivados de cenizas volcánicas de Costa Rica. M. S. thesis. IICA, Turrialba, Costa Rica). Additional information on the chemical and geological properties of these three soils are to be found elsewhere (10, 12, 13, 19, 21, 22, 27). Regression curves of the water retention of each horizon were determined using the samples of the three sites for each horizon. Computations were made on an IBM 1620 computer. The regression model that had the best success as much as for the undisturbed samples as for the field-dry and air-dry disturbed samples, was the logarithmic one with the following form:

$$Q = \frac{b}{s^{b_1} + O}$$

The quantity O is the moisture percentage on an oven-dry weight basis, s is the soil moisture suction in bars and b<sub>0</sub> and b<sub>1</sub> are regression constants. The values of R<sup>2</sup> (degree of determination) in Tables 3 and 4 indicate the success of the logarithmic model. The values in Table 2 indicate that of the 10 horizons studied 8 horizons experienced a significant loss of water retention on allowing the field-dry soils to dry in the air. Changes were considered significant if one or both of the constants b<sub>0</sub> and b<sub>1</sub> showed significant differences by the t-test as shown in Table 3.

It is observed that the Alajuela Plano and the Alajuela Ondulado series, which are soils that experience a dry season and have metahalloysite as the predominant clay mineral, do not suffer such a great loss in water retention on air-drying as the Birrisito series, which has no dry season and has allophane as the predominant clay mineral. It is also observed that retention loss is greater at lower suctions than at higher suctions, especially in the case of the Alajuela Plano and Alajuela Ondulado soils. This tendency is seen in Figures 1, 2 and 3 for the first horizon of each soil. The data in Table 3 indicate the same trend for the other horizons.

The data of the initial packing of the moisture retention samples in Table 5 indicate that air-drying increases in a significant manner the bulk density and reduces the total porosity and specific bulk volume of the samples. The estimated value of volumetric water retention (average of bulk density x reciprocal of the density of water x expected gravimetric moisture) increases on air-drying in spite of the fact that, in general, gravimetric water retention decreases. This can be explained by the increase of the bulk density of the samples with air-drying. If the gravimetric moisture were related with the field bulk density then a decrease would have been obtained. The losses of total porosity

per unit mass on drying, which is also equal to the reduction in the bulk specific volume, is much greater than the losses of gravimetric moisture at 0.01 bars suction, and could be used to explain, at least partially, the loss of gravimetric water retention.

There is the point of view that a change in porosity does not influence moisture retention at suctions that exceed 1 to 2 bars (11, 25). If this is true, the large loss of gravimetric water retention in the Birrisito series at suctions greater than 2 bars will have to be explained in some other way. However, Campbell and Gardner (5) showed that an increase in bulk density of some soils can reduce their moisture suction (and therefore reduce moisture retention for a given suction) for suctions greater than 10 bars, and it is possible to explain, in part, the loss of gravimetric moisture retention at suctions greater than 2 bars that is associated with the reduction of the specific bulk volume. On the other hand, it is interesting to note that Jamison (20) and Campbell (4) found that soil compaction can increase gravimetric moisture retention at suctions up to 15 bars, and Jamison observed that the reduction of total porosity did not cause a decrease in gravimetric moisture retention. Salter and Williams (26) observed that the moisture up to 15 bars suctions can increase or decrease when samples are disturbed from their natural field structure.

Due to the previous observations, it is proposed that the method with undisturbed samples used in this study is more suitable for the

kind of soils studied. It is similar to one used by Salter and Williams (1965). In this study it has been found that 48 hours is sufficient time to drain the samples at a given treatment suction. Figures 4 and 5 compare the retention curves derived from undisturbed samples with those of disturbed samples that are air-dry and field-dry, for the Ap horizons of the Alajuela Plano and Alajuela Ondulado series. Generally the curves of undisturbed samples are found in an intermediate position between those of disturbed samples at field moisture and air-dried disturbed samples. Table 4 shows that, of the 8 horizons studied, 5 have curves of undisturbed samples significantly different from those of disturbed soil with field moisture. The values of  $R^2$  indicate the degree of success that the logarithmic model has with undisturbed samples. For a given suction, the expected value of the gravimetric moisture of the regression curve represents the expected value of the expected values of the three volume sampling units (the volume represented by the 9 rings in each sampling horizon).

## CONCLUSION

It can be appreciated that the loss of gravimetric moisture retention of a soil due to air-drying will affect the accuracy of the evaluation of soil behavior in the field. It is suggested that the analysis of moisture retention of undisturbed samples with field moisture is recommendable for soils affected by air-drying and the disturbance of their natural structure.

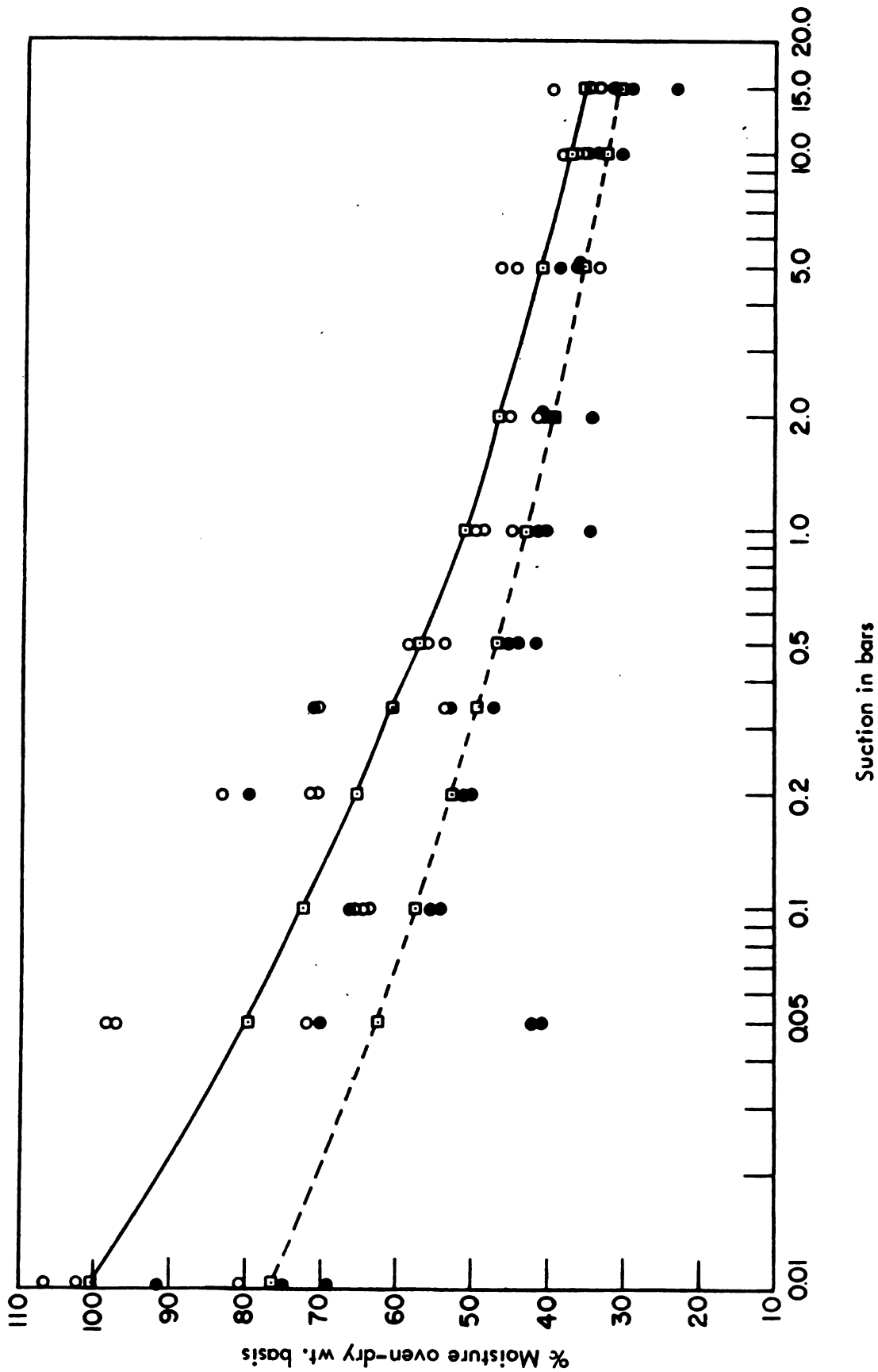


Fig. 1. Water retention regression curves of Alajuela Plano soil, Ap horizon; o (—) field-dry, disturbed; ● (---) air-dry, disturbed; □ expected value.

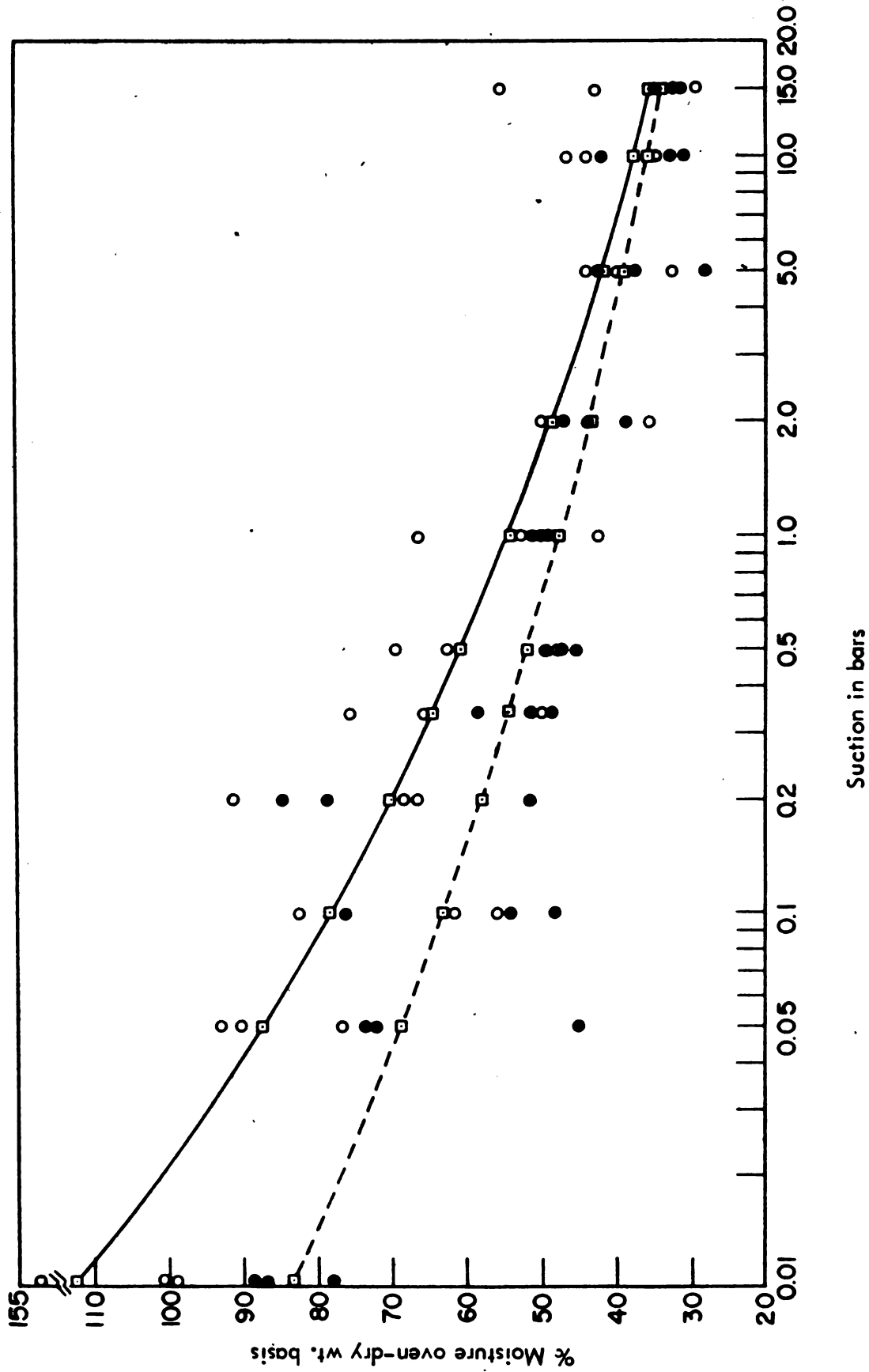


Fig. 2. Water retention regression curves of Alajuela Ondulado soil, Ap horizon; o (—) field-dry, disturbed; ● (---) air-dry, disturbed; □ expected value.

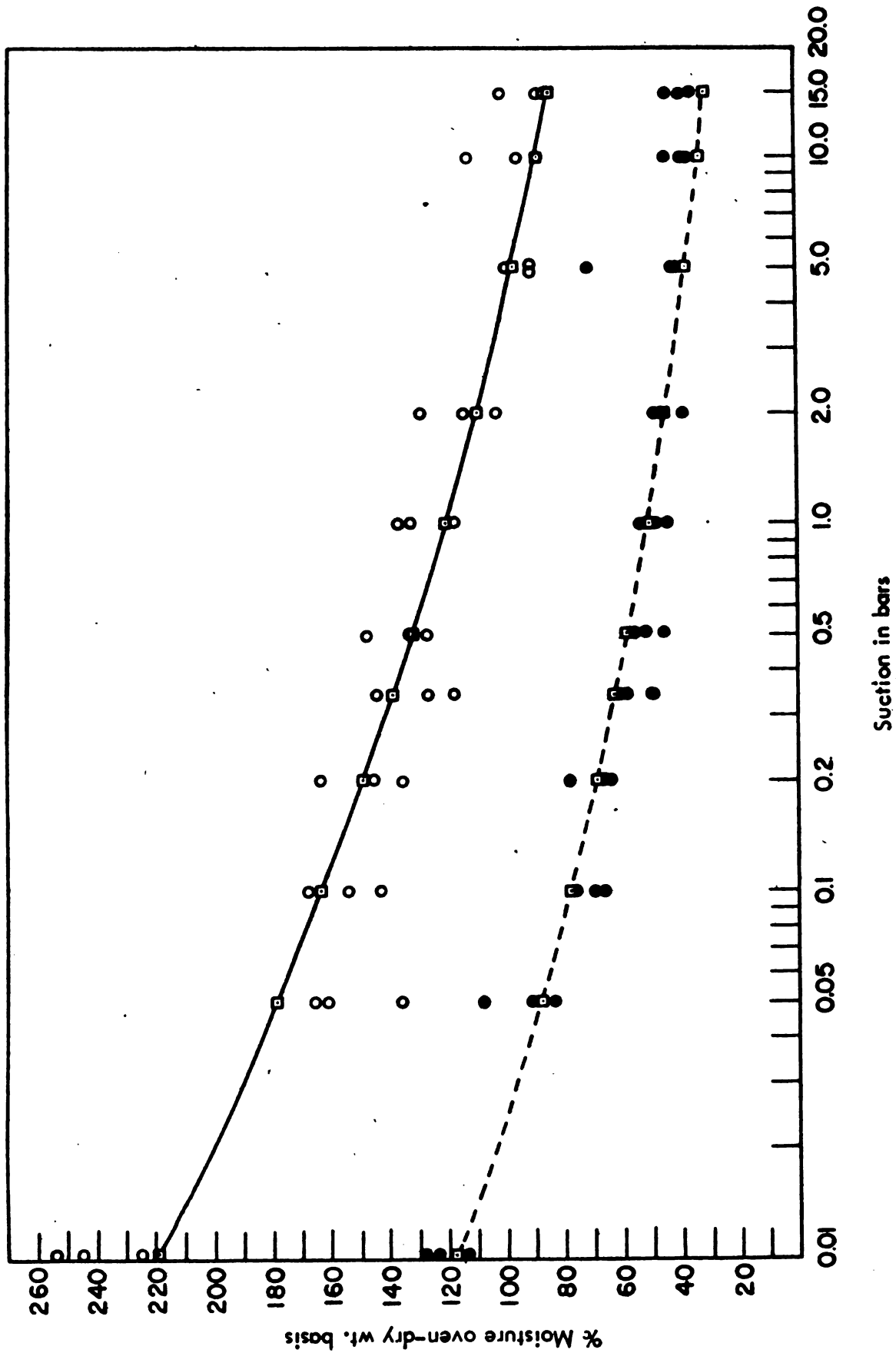


Fig. 3. Water retention regression curves of Birrisito soil, Ap horizon; o (—) field-dry, disturbed; ● (---) air-dry disturbed; ■ expected value.

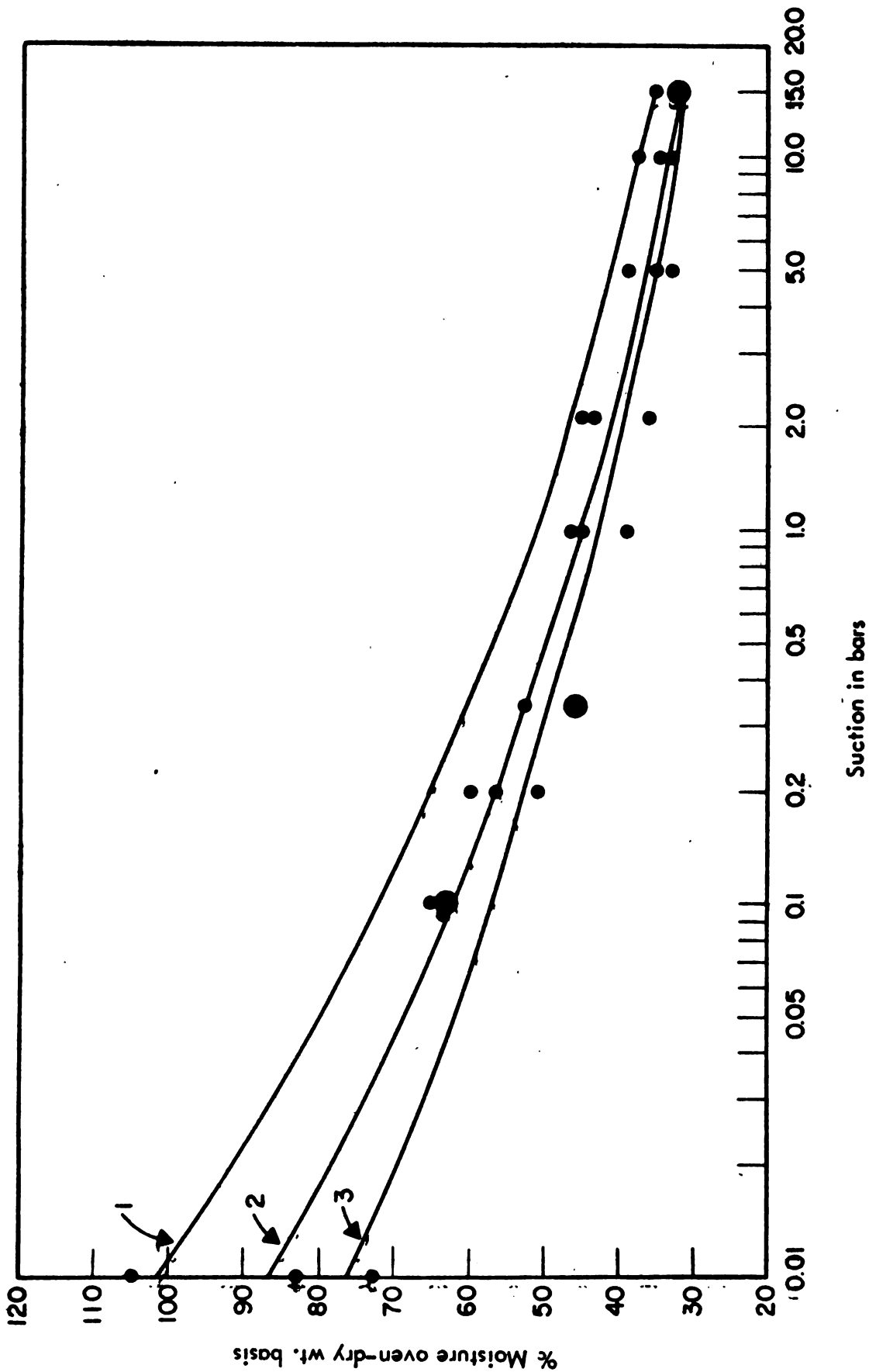


Fig. 4. Water retention regression curves of Alajuela Plano soil, Ap horizon; ● Data of field-dry undisturbed samples; 1 regression line of field-dry disturbed samples; 2 regression line of field-dry undisturbed samples; 3 regression line of air-dry disturbed samples.

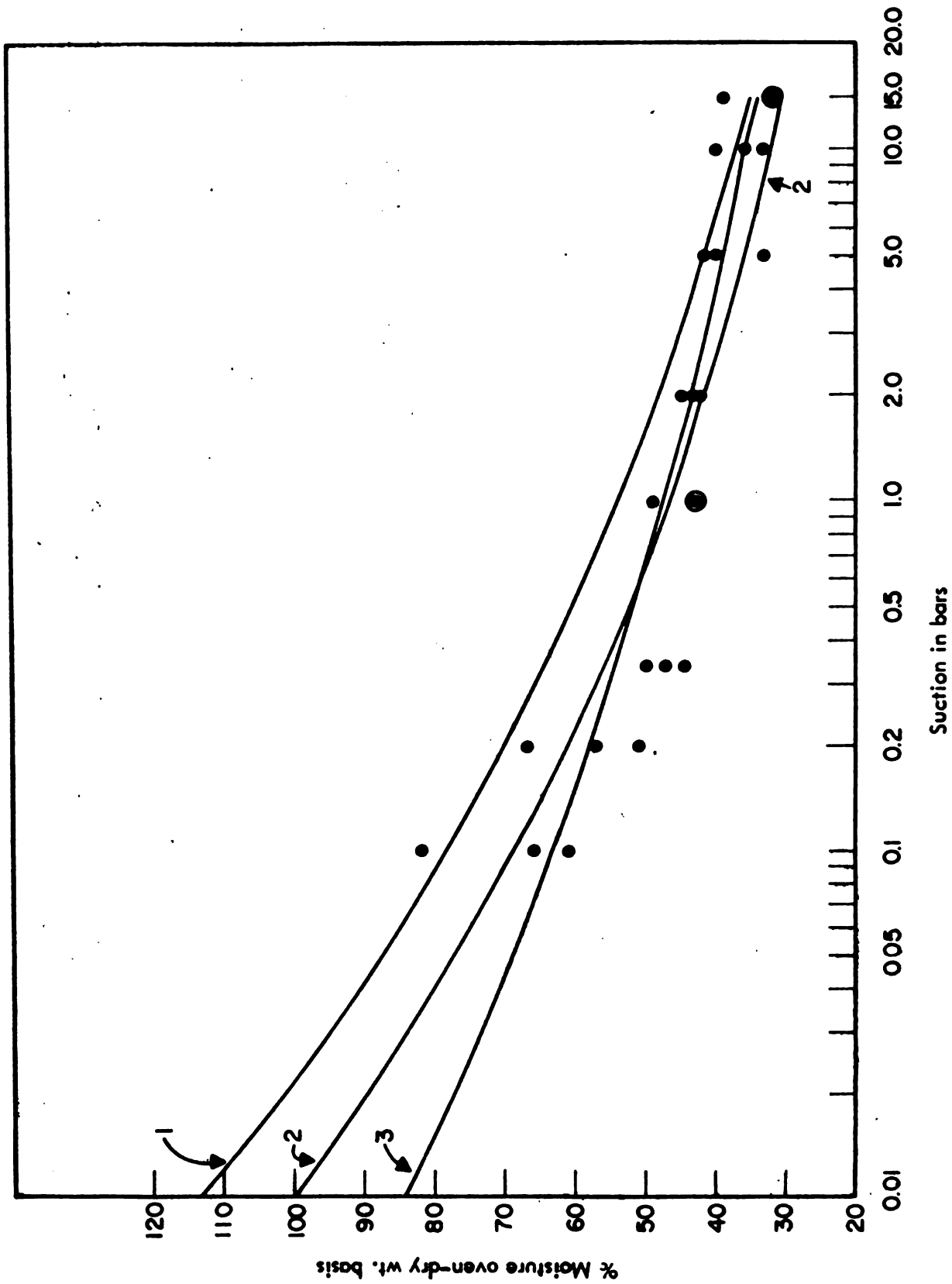


Fig. 5. Water retention regression curves of Alajuela Ondulada soil, Ap horizon;  $\bullet$  data of field-dry undisturbed samples; 1 regression line of field-dry disturbed samples; 2 regression line of field-dry undisturbed samples; 3 regression line of air-dry disturbed samples.



TABLE 1. SOME PROPERTIES OF THE SOILS STUDIED

Soils series	Horizon	Thickness in cm	Munsell color at field moisture	% Clay <2 μ	% Silt 2-20 μ	Total annual rainfall in mm, mean annual temperature in °C, weeks of dry season	pH in water 1:1	% OM oven dry weight basis	Bulk density in g/ml	Total porosity %
--------------	---------	-----------------	---------------------------------	-------------	---------------	---	-----------------	----------------------------	----------------------	------------------

Values from three sites

Alajuela Plano	A <sub>p</sub>	37 ±15	10YR $\frac{2.7}{1.1}$	9 ±3	31 ±9	2300 mm 24.8°C 9-12 weeks	5.2 ±0.21	13.1 ±2.4	0.80 ±0.07	70 ±3.0
	A <sub>12</sub>	23 ±3	9YR $\frac{2.7}{1.7}$	22 ±15	29 ±4		5.9 ±0.30	12.0 ±3.3	0.73 ±0.14	70 ±4.5
	AB	27 ±13	7.5YR $\frac{3}{2}$	38 ±11	24 ±4		5.5 ±0.66	8.8 ±1.6	0.85 ±0.16	68 ±6.4
	B	33 ±6	9YR $\frac{3.1}{2.7}$	30 ±14	33 ±7		5.3 ±0.24	4.8 ±2.8	0.91 ±0.02	66 ±0.7
Alajuela Ondulada	A <sub>p</sub>	23 ±3	10YR $\frac{2.2}{1.8}$	8 ±1	38 ±10	3600 mm 20.4°C No weeks	5.8 ±0.56	11.3 ±1.2	0.89 ±0.12	63 ±4.7
	A <sub>12</sub>	23 ±3	10YR $\frac{2.8}{2.8}$	24 ±22	25 ±1		5.8 ±0.39	7.7 ±1.7	0.81 ±0.10	68 ±4.8
	B <sub>1</sub>	33 ±13	8.3YR $\frac{3.5}{2.3}$	27 ±24	24 ±6		5.6 ±0.30	4.9 ±3.6	0.87 ±0.10	67 ±2.9
	B <sub>2</sub>	40 ±9	8.3YR $\frac{3}{3.6}$	59 ±17	19 ±9		5.7 ±0.39	1.5 ±1.4	0.96 ±0.07	63 ±4.7

Values from two sites (19, 21)

Birisito			Color of moist soil		2-50 μ	3600 mm 20.4°C No weeks				
	A <sub>p</sub>	34 ±6	12YR $\frac{2.5}{2.5}$	26 ±16	41.0 ±4		4.8 ±0.22	23.2 ±4.1	0.50 ±0.01	76 ±0.4
	A <sub>12</sub>	25 ±13	10YR $\frac{3}{3.5}$	49 ±12	33.5 ±12.0		S 5.0	12.3 ±14.5	S 0.52	- -

KEY Av.  
±S.D. Av. Single<sup>S</sup>  
Value

Av. = Average, S.D. = Standard Deviation

TABLE 2. SOME CHEMICAL AND MINERALOGICAL PROPERTIES OF EXAMPLES  
OF THE SOIL PROFILES STUDIED

Soil Series	H o r i z o n	Parent Material	Clay Minerals ..	Subgroup	CEC me per 100g ...	% Base saturation Ca+Mg+K	Exchangeable			
							K me per 100g ...	Ca me per 100g ...	Mg me per 100g ...	Al me per 100g ...
A l a j u e l a  P l a n o	A <sub>P</sub>	Old andesitic ash with modern contaminations	Meta halloysite (++++) Allophane (+++) Plagioclase (+++) α-Cristobalite (+++)	Hydric Dystrandept	70	8.4	0.3	4.6	1.0	0.2
	A <sub>12</sub>				62	4.4	0.2	1.9	0.7	0.3
	AB		58		6.5	0.3	2.3	1.2	0.1	
	B		55		10.7	0.5	3.2	2.2	0.1	
A l a j u e l a  C n d u l a d o	A <sub>P</sub>	Old andesitic ash with modern contaminations	Meta halloysite (++++) Allophane (+++) Plagioclase (+++) α-cristobalite (++)	Hydric Dystrandept	66	7.4	0.7	3.3	0.8	0.6
	A <sub>12</sub>				62	5.2	0.6	2.2	0.5	0.5
	B <sub>1</sub>		55		8.9	0.3	3.5	1.1	0.5	
	B <sub>2</sub>		58		12	0.5	3.6	2.8	0.5	
B i r r i s i t o	A <sub>P</sub>	Andesitic ash over old lava	Allophane (++++) Hisingerite (++) Gibbsite (++) Plagioclase (++)	Hydric Dystrandept	49*	1*	0.2*	0*	0.1*	
	A <sub>12</sub>				55	0	0.1	0	0	
	IIB <sub>21</sub>		29		0	0.1	0	0		
	IIB <sub>22</sub>		29		1	0.2	0	0		

- (21)
- S.P. Gonzalez, personal communication)
- oven-dry wt basis
- ++++ - dominant
- +++ - abundant
- ++ - common
- - present

TABLE 3. CONSTANTS OF THE MOISTURE RETENTION REGRESSION CURVES OF THE TYPE AS IN EQ (1). AIR-DRY AND FIELD-DRY CURVES ARE COMPARED. VALUES FOR EACH SOIL ARE FROM THREE SITES

Soils series	Horizon	Initial Moisture condition of sample	Initial moisture content (Av)	$b_0$	$b_1$	$R^2$	Significant difference between $b_0$ (field-dry) and $b_0$ (air-dry). S value of	Significant difference between $b_1$ (field-dry) and $b_1$ (air-dry). S value of	Loss in S water retention $\theta$ (field-dry) - $\theta$ (air-dry) Expected values					
									0.1 Bare	0.34 Bare	5 Bare	15 Bare		
A L J W O O L I N P L A N O	A <sub>p</sub>	Field-dry	55.9	51.23	-0.1465	0.8816	Yes (1 S)	Yes (20 S)	S lost	14.8	11.2	5.7	4.2	
		Air-dry	9.0	42.46	-0.1245	0.7275			$\theta$ (field-dry)	72.3	60.5	41.0	35.0	
	A <sub>12</sub>	Field-dry	62.1	53.45	-0.1686	0.8861	Yes (1S)	Yes (10S)	S lost	18.6	13.6	6.2	4.2	
		Air-dry	10.9	44.44	-0.1340	0.7281			$\theta$ (field-dry)	78.9	65.0	42.4	35.6	
	AB	Field-dry	50.5	47.60	-0.1380	0.7829	No	No	S lost	3.7	2.2	-0.1	-0.7	
		Air-dry	12.7	46.52	-0.1197	0.6888			$\theta$ (air-dry)	69.8	55.8	38.8	33.4	
	B	Field-dry	43.1	43.16	-0.1204	0.7114	Yes (2S)	No	S lost	-3.0	-3.4	-3.3	-3.1	
		Air-dry	10.8	47.60	-0.1280	0.8228			$\theta$ (air-dry)	58.9	49.8	34.5	29.7	
	A L J W O O L I N O N D U L I A D O	A <sub>p</sub>	Field-dry	60.2	54.04	-0.1462	0.7447	Yes (1S)	No	S lost	14.9	10.0	2.8	1.0
			Air-dry	9.9	46.81	-0.1234	0.7283			$\theta$ (air-dry)	78.0	64.2	41.8	35.0
A <sub>12</sub>		Field-dry	55.3	53.29	-0.1356	0.6202	Yes (1S)	No	S lost	14.7	9.5	2.3	0.4	
		Air-dry	11.1	45.78	-0.1236	0.7401			$\theta$ (air-dry)	77.2	63.1	40.5	33.7	
B <sub>1</sub>		Field-dry	55.2	54.89	-0.1173	0.5404	Yes (2S)	No	S lost	8.9	7.5	3.3	4.5	
		Air-dry	12.2	48.13	-0.1325	0.7434			$\theta$ (air-dry)	74.8	63.9	45.3	39.3	
B <sub>2</sub>		Field-dry	47.9	51.41	-0.1213	0.6228	Yes (1S)	No	S lost	9.7	6.8	2.3	1.2	
		Air-dry	11.5	46.42	-0.1047	0.6314			$\theta$ (air-dry)	69.9	59.6	41.9	36.4	
B I R P I N I T O		A <sub>p</sub>	Field-dry	144.5	120.65	-0.1217	0.8389	Yes (1S)	Yes (2S)	S lost	85.1	76.3	58.8	52.6
			Air-dry	19.0	93.00	-0.1339	0.8882			$\theta$ (air-dry)	163.0	138.7	97.2	84.1
	A <sub>12</sub>	Field-dry	159.4	122.0	-0.1380	0.6109	Yes (1S)	No	S lost	95.9	83.3	63.2	56.2	
		Air-dry	17.6	91.27	-0.1442	0.6754			$\theta$ (air-dry)	169.4	144.1	100.9	87.2	

TABLE 4. REGRESSION CONSTANTS OF CURVES OF THE TYPE OF  
Eq (1), FOR UNDISTURBED SAMPLES. VALUES OF  
EACH SOIL ARE FROM THREE SITES

Soil Series	Horizon	$b_0$	$b_1$	$R^2$	Significant difference between $b_0$ (field-dry) and $b_0$ (undisturbed) % of $a$	Significant difference between $b_1$ (field-dry) and $b_1$ (undisturbed) % of $a$
Alajuela Plano	A <sub>p</sub>	46.72	-0.1318	0.918	Yes (1%)	No
	A <sub>12</sub>	50.26	-0.1426	0.865	No	Yes (20%)
	AB	45.38	-0.1262	0.791	No	No
	B	46.59	-0.1293	0.818	No	No
Alajuela Ondulado	A <sub>p</sub>	47.79	-0.1448	0.896	Yes (5%)	No
	A <sub>12</sub>	46.89	-0.1535	0.859	Yes (10%)	No
	B <sub>1</sub>	46.30	-0.1294	0.707	Yes (5%)	No
	B <sub>2</sub>	47.45	-0.1249	0.821	No	No

TABLE 5. BULK DENSITY AND TOTAL POROSITY OF THE INITIAL PACKING OF THE MOISTURE RETENTION SAMPLES

Soil Series	Horizon	Initial moisture condition	Bulk density g/ml (+) Av. $\pm$ SD	Particle density g/ml Av.	Total porosity % (+) Av. $\pm$ SD	Bulk specific volume ml/g (+) Av $\pm$ SD	Volumetric moisture %				
							0.01 bars	0.1 bars	5 bars	15 bars	
Alajuelense Pinaro	A <sub>p</sub>	FD	0.40 $\pm 0.10$	2.42	84 $\pm 4$	2.7 $\pm 1.1$	40	29	16	14	
		AD	0.65** $\pm 0.13$	2.42	73** $\pm 5$	1.6** $\pm 0.3$	49	37	23	20	
	A <sub>12</sub>	FD	0.41 $\pm 0.10$	2.46	83 $\pm 4$	2.7 $\pm 1.1$	42	32	17	15	
		AD	0.61** $\pm 0.13$	2.46	75** $\pm 5$	1.7** $\pm 0.30$	49	37	22	19	
	AB	FD	0.44 $\pm 0.11$	2.37	82 $\pm 5$	2.5 $\pm 0.9$	40	29	17	14	
		AD	0.57** $\pm 0.11$	2.37	76 $\pm 5$	1.8** $\pm 0.3$	47	35	22	19	
	B	FD	0.58 $\pm 0.22$	2.63	78 $\pm 8$	2.0 $\pm 0.8$	47	34	20	17	
		AD	0.58 $\pm 0.11$	2.63	78 $\pm 4$	1.7* $\pm 0.3$	49	37	23	20	
	Alajuelense Ondulada	A <sub>p</sub>	FD	0.41 $\pm 0.09$	2.43	83 $\pm 3$	2.5 $\pm 0.6$	46	32	17	14
			AD	0.58** $\pm 0.17$	2.43	76** $\pm 7$	1.8** $\pm 0.5$	49	36	23	20
		A <sub>12</sub>	FD	0.41 $\pm 0.13$	2.57	84 $\pm 5$	2.7 $\pm 0.9$	46	32	16	14
			AD	0.58** $\pm 0.15$	2.57	78** $\pm 6$	1.8** $\pm 0.4$	48	36	22	19
B <sub>1</sub>		FD	0.40 $\pm 0.10$	2.65	85 $\pm 4$	2.6 $\pm 0.6$	40	30	18	16	
		AD	0.54** $\pm 0.13$	2.65	80** $\pm 5$	1.9** $\pm 0.4$	46	36	22	21	
B <sub>2</sub>		FD	0.46 $\pm 0.13$	2.63	83 $\pm 6$	2.3 $\pm 0.6$	43	32	19	16	
		AD	0.62** $\pm 0.16$	2.63	77** $\pm 5$	1.7** $\pm 0.4$	48	37	25	22	
Birisistio		A <sub>p</sub>	FD	0.22 $\pm 0.03$	2.01	89 $\pm 1$	4.5 $\pm 0.6$	48	36	21	18
			AD	0.44** $\pm 0.06$	2.01	78** $\pm 3$	2.3** $\pm 0.3$	52	34	17	14
	A <sub>12</sub>	FD	0.21 $\pm 0.03$	2.30	91 $\pm 1$	4.9 $\pm 0.7$	48	35	21	18	
		AD	0.46** $\pm 0.04$	2.30	80** $\pm 2$	2.2** $\pm 0.2$	40	34	17	14	

\* Number of samples for each initial moisture condition = 66

\*\* The t test shows significant differences from the value immediately above at the 1% level

\* Significant at the 5% level

FD = Field-dry

AD = Air-dry

## LITERATURE CITED

1. BESOAIN E. 1958. Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. *Agricultura Técnica (Chile)* 18 (2): 110-185.
2. ———. 1969. Clay mineralogy of volcanic ash of Latin America. IICA, Turrialba, Costa Rica, 6-13 July 1969. pp. B. 1.1-16 in English version. IICA-FAO.
3. BOWER, C. A., REITEMEIER, R. F. and FIREMAN, M. 1952. Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Science* 73: 251-261.
4. CAMPBELL, R. B. 1952. Freezing point of water in puddled and unpuddled soils at different moisture tension values. *Soil Science* 73: 221-229.
5. CAMPBELL, G. S. and GARDNER, W. H. 1971. Psychrometric measurement of soil water potential: temperature and bulk density effects. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35: 8-12.
6. COLMET-DAAGE, F. 1969. Nature of the clay fraction of some volcanic ash soils of the Antilles, Ecuador and Nicaragua. In Panel on soils derived from volcanic ash of Latin America. IICA, Turrialba, Costa Rica, 6-13 July 1969. pp. B. 2. 1-11 in English version. IICA-FAO.
7. ——— and CUCALON, F. 1965. Caractéristiques hydriques de certains sols des régions bananières d'Equateur. *Fruits* 20: 19-23.
8. ——— et al. 1969. Caractéristiques de quelques sols d'Equateur dérivés de cendres volcaniques. 1ere. Partie. Essai de caractérisation de sols des régions tropicales humides. *Cahier ORSTOM, Série Pédologie, Vol. V (1)*.
9. DAY, P. R. 1965. Particle fractionation and particle size analysis. In C. A. Black (ed), *Methods of Soil Analysis. Agronomy N° 9, Part I*. pp. 545-566. American Society of Agronomy. 770 p.
10. DONDOLI, C. B. and TORRES, J. A. 1954. Estudio geográfico de la región oriental de la Meseta Central. San José, Costa Rica, Ministerio de Agricultura e Industrias. 175. p.
11. ELRICK, D. E. and TANNER, C. B. 1955. Influence of samples pretreatment on soil moisture retention. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 19: 279-282.
12. FASSBENDER, H. W. 1966. Formas de los fosfatos en algunos suelos de la zona oriental de la Meseta Central y de las llanuras atlánticas de Costa Rica. *Fitotecnía Latinoamericana* 3: 187-202.
13. ———, MULLER, L. and BALERDI, F. 1968. Estudio de fósforo en suelos de América Central. II. Formas y su relación con las plantas. *Turrialba* 18: 333-347.
14. FIELDS, M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part 2. Allophanic and related mineral colloids. *New Zealand J. of Sci. and Tech.* 37: 336-350.
15. FLACH, K. W. 1969. The use of the 7th approximation for the classification of soils from volcanic ash. In Panel on soils derived from volcanic ash of Latin America. IICA, Turrialba, Costa Rica, 6-13 July 1969. pp. A. 7. 1-17.
16. FORSYTHE, W. M. 1966. Progresos recientes en el análisis de las partículas de los suelos por medio del método del hidrómetro. *Agronomía (Perú)* 33: 16-27.
17. ———, GAVANDE, S. A. and GONZALEZ, M. A. 1969. Physical properties of soils derived from volcanic ash with consideration of some soils of Latin America. In Panel on soils derived from volcanic ash of Latin America. IICA, Turrialba, Costa Rica, 6-13 July 1969. pp. B. 3. 1-6 in English version. IICA-FAO.
18. GARDNER, W. R. 1958. Some steady solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85: 225-232.
19. GONZALEZ, M. A. and GAVANDE, S. A. 1969. Propiedades físicas de algunos suelos dedicados al cultivo de la caña de azúcar en Costa Rica. *Turrialba* 19: 235-245.
20. JAMISON, V. C. 1953. Changes in air-water relationships due to structural improvement of soils. *Soil Science* 76: 143-151.
21. KNOX, E. G. and MALDONADO, F. 1969. Soil from volcanic ash: excursion from Turrialba to Volcán Irazú. In Panel on soils derived from volcanic ash of Latin America. IICA, Turrialba, Costa Rica, 6-13 July 1969. pp. A. 8. 1-12 in English version. IICA-FAO.
22. MULLER, L., BALERDI, F., DIAZ-ROMEU, R., and FASSBENDER, H. W. 1968. Estudio del fósforo en suelos de América Central. I. Ubicación características físicas y químicas de los suelos estudiados. *Turrialba* 18: 319-332.
23. PHILIP, J. R. 1957. The physical principles of soil water movement during the irrigation cycle. *Int. Cong. Irrig. Drainage Proc.* 3rd. 125-154.
24. RICHARDS, L. A. 1955. Retention and transmission of water in soil. In *Water. Yearbook of Agriculture*. pp. 144-151. USDA. Washington. 751 p.

25. ————. 1965. Physical condition of water in soil. In C. A. Black (ed) *Methods of soil analysis*. Part 1. pp. 128-151. Agronomy series Nº 9 American Society of Agronomy. Madison, Wisconsin. 770 p.
26. SALTER, P. J. and WILLIAMS, J. B. 1965. The influence of texture on the moisture characteristics of soils. *J. Soil Sci.* 16: 1-15.
27. VARGAS, O. and TORRES, J. A. 1958. Estudio preliminar de suelos de la región occidental de la Meseta Central. San José, Costa Rica, Ministerio de Agricultura e Industrias, Boletín Técnico Nº 22. 64 p.
28. WALKLEY, A. and BLACK, I. A. 1934. An examination of the Degjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science* 37: 29-38.





**RECOMENDACIONES**

**RECOMMENDATIONS**



B.  
I

## RECOMENDACIONES DEL II PANEL SOBRE SUELOS VOLCANICOS DE AMERICA

### GRUPO DE QUIMICA Y BIOQUIMICA DE SUELOS

1. Continuar, con mayor énfasis en condiciones de campo, con trabajos, sobre: a) Ciclos de la materia orgánica, b) Dinámica del nitrógeno, c) Disponibilidad y fijación de fósforo, y d) Encalado de los suelos, de acuerdo con las recomendaciones establecidas en el I Panel.
2. Realizar estudios relacionados con los aspectos de: a) Adsorción y desorción de aniones con el objeto de mejorar la disponibilidad de fosfatos, nitratos y sulfatos a partir de la materia orgánica, para lograr la obtención de cosechas óptimas, b) Deficiencias y prácticas de fertilización de elementos menores.

### GRUPO DE FERTILIDAD DE SUELOS

1. Utilizar la investigación sobre los suelos derivados de cenizas volcánicas como uno de los medios hacia la solución inmediata de los problemas socio-económicos regionales.
2. Intensificar la divulgación y la comunicación a todos los niveles (internacionales, nacionales, institucionales y personales) de los resultados obtenidos a través de las investigaciones, con el fin de que sus aplicaciones prácticas puedan ser utilizadas por los técnicos interesados en este campo.
3. Establecer métodos analíticos debidamente calibrados con ensayos de campo ya sean mediante superficies de producción o curvas de respuesta.
4. Dentro de los suelos volcánicos dar prioridad al estudio de aquellas áreas que tengan una utilización agroforestal inmediata.
5. Dar participación a los especialistas en Ecología en las próximas reuniones sobre suelos derivados de cenizas volcánicas.
6. Especificar y determinar sistemas adecuados de conservación de suelos derivados de cenizas volcánicas.

### GRUPO DE FISICA DE SUELOS

1. Explorar y aplicar técnicas de análisis químicos a muestras de suelos con humedad de campo.
2. Determinar la retención de humedad de los suelos en muestras con humedad de campo no alteradas.
3. Estudiar en el campo la variabilidad de las propiedades físicas y químicas con el fin de desarrollar pautas para el manejo de los suelos derivados de cenizas volcánicas.
4. Considerar los factores físicos del suelo que influyen en la producción de cultivos. Se consideran factores principales la succión de agua (Balance hídrico), espacio aéreo, resistencia mecánica, temperatura y la profundidad efectiva del suelo.
5. Tener en cuenta en los distintos estudios las condiciones climáticas.

### GRUPO DE MINERALOGIA DE ARCILLAS

1. Coordinar los estudios de mineralogía con los de otras ramas de la Ciencia del Suelo para desarrollar relaciones interdisciplinarias con fines de estimular la producción.
2. Solicitar a los gobiernos e instituciones internacionales que procuren los medios necesarios a fin de que los técnicos en el campo de la mineralogía de suelos puedan integrarse en un programa de intercambio a nivel internacional.
3. Pedir que las Facultades de Agronomía incluyan en sus programas de Suelos el estudio de fundamentos de la mineralogía de arcillas. Así mismo que las Escuelas de Postgrado incluyan cursos sobre suelos derivados de cenizas volcánicas.

### GRUPO DE GENESIS Y CLASIFICACION DE SUELOS

1. Dar más énfasis a la interpretación práctica de los mapas y del sistema de clasificación de suelos.
2. Reconocer la importancia del inventario de los recursos de suelos como base para otros estudios agrarios.

3. Procurar el mejoramiento del US-Soil Taxonomy en la parte taxonómica que hace referencia a los suelos derivados de cenizas volcánicas.
4. Reconocer la importancia de la materia orgánica en la génesis y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas.
5. Estudiar la distribución geográfica, grosor y composición de cenizas provenientes de volcanes específicos, como una ayuda en la mapificación del suelo.

#### **RECOMENDACIONES GENERALES**

1. Intensificar la posibilidad de capacitación y adiestramiento de un mayor número de profesionales en las disciplinas objeto de

este II Panel sobre Suelos Derivados de Cenizas Volcánicas de América Latina a través de las entidades nacionales e internacionales en él comprometidas.

2. Intensificar la divulgación y la comunicación de los resultados obtenidos en la investigación, y pedir al IICA que continúe publicando y distribuyendo el Boletín de suelos derivados de cenizas volcánicas.
3. Fortalecer el estudio de los ecosistemas y las variaciones establecidas por el hombre orientándolos al manejo, productividad y conservación de los mismos.
4. Agradecimientos al IICA, FACIA - Universidad de Nariño, Ciudad de Pasto.



DOCUMENTO  
MICROFILMADO  
Fecha: 20 MAYO 1987