

# COMPONENTES NO CRISTALINOS Y CRISTALINOS (GIBBSITA Y CAOLINITA) EN LOS PRODUCTOS DE NEOFORMACION DE ROCAS GRANITICAS DE GALICIA.

Por F. Macías Vázquez (\*), F. Guitián Rivera (\*), E. García Rodeja (\*) y J. R. Vidal Romaní (\*\*)

## S U M M A R Y

The study of coatings and crust on the diaclasas and cracks on the surface of granitic rocks in Galicia, let us differentiate two kinds of materials.

- a) Materials in wich low order degree components are predominant. These are located in subhorizontal cracks through wich water flows.
- b) Crystalline materials with a gibbsitic and/or kaolinitic minerals, located in the vertical cracks.

## R E S U M E N

El estudio de los recubrimientos y costras existentes en las diaclasas y fracturas superficiales de rocas graníticas de Galicia permite la diferenciación de dos tipos de materiales:

- a) Materiales con predominio de componentes con bajo grado de orden. Se localizan en las fracturas subhorizontales por las que discurre el agua que atraviesa el suelo y la saprolita.
- b) Materiales cristalinos de naturaleza gibbsítica y/o caolinítica. Se localizan en las fracturas verticales.

## I N T R O D U C C I O N

La presencia de alumino-silicatos hidratados, amorfos a los rayos X, en los productos de alteración de rocas de origen volcánico y en los suelos derivados de estos materiales es ya un hecho suficientemente conocido y estudiado, al que se han dedicado en los últimos años un gran número de trabajos y revisiones (Mitchell et al., 1964; Besoain, 1974; Fieldes y Claridge, 1975; Wada, 1977; etc.).

Al mismo tiempo y dado que las propiedades de estos materiales amorfos son muy características, su presencia se ha considerado como

---

(\*) Departamento de Edafología. Universidad de Santiago.

(\*\*) Laboratorio de Laxe (La Coruña).

el criterio de diagnóstico básico en la definición de aquellos suelos que los contienen en un porcentaje significativo (Soil Taxonomy, 1975; F. A. O., 1973), denominando a estos suelos Andosoles o Andept y Suelos de carácter ándico («andic o andeptic») a aquellos que presentan en cierto grado las propiedades típicas de estos materiales.

Algunos problemas que plantea la selección de los criterios adecuados se refieren por una parte a la necesidad de conocer qué rocas pueden dar origen a estos aluminosilicatos amorfos (alofanos), es decir, hay que saber si son exclusivos de las alteraciones de productos volcánicos o no. En segundo lugar, interesa conocer cuáles deben ser los límites cuantitativos que deben asignarse al «carácter ándico», entendiendo dentro de ello el material de partida y la cantidad y naturaleza de los materiales amorfos.

Fieldes y Claridge (1976) atendiendo a su origen, diferencian dos tipos de alofanos, unos edáficos y otros a los que los autores denominan «geológicos». Estos últimos los hacen corresponder con los materiales conocidos y descritos ya en el siglo XIX como alofanos, que se encontraban en cavidades, fisuras o venillas en materiales muy variados, pero preferentemente de tipo margoso.

Como ya es sabido, cuando se analizaron por técnicas de difracción de rayos X, se comprobó que en su mayor parte los pretendidos amorfos eran minerales cristalinos, fundamentalmente caolinita, halloysita, hidromicas, etc.

Wada (1978) insiste en el hecho de que la mayor parte de los materiales de origen no volcánico, a los que se había denominado alofanos, en realidad no se corresponden con la definición y el concepto que tenemos actualmente de ellos. En consecuencia no los incluye en sus revisiones recientes sobre el tema (Wada, 1977 y 78).

Sin embargo es relativamente frecuente encontrar en la bibliografía la presencia de materiales amorfos en las alteraciones y en los suelos derivados de otros tipos de rocas. Fieldes (1953) los cita en suelos sobre basaltos, Mitchell y Farmer (1962) en suelos de Escocia derivados de rocas granodioríticas, Fürkert y Fieldes (1968) en suelos podsólicos, Barragán e Iñiguez (1976) en suelos sobre filitas, etc. Brown et al. (1978) concluyen que pueden encontrarse a partir de materiales de muy diversos orígenes, cenizas volcánicas y otros materiales piroclásticos, rocas básicas fuertemente alteradas en un medio tropical, rocas ígneas ácidas por podsolización, materiales fuertemente pulverizados en medios glaciares, en cavidades de rocas calcáreas y a partir de aguas de drenaje que contienen sílice y alúmina.

En Galicia la presencia de materiales amorfos se ha reconocido en los horizontales superficiales de suelos sobre gabros (Macías et al 1978) y se ha citado en la alteración del granito de Arosa (Bisdorn, 1967).

También se ha comprobado que la reacción propuesta por Fieldes y Perrot (1966), el «test de FNa» lo cumplen suelos muy diversos sobre materiales como gabros, anfíbolitas, esquistos, granitos, etc. (García Roja et al, 1979).

Como se puede apreciar hay una gran diversidad de materiales originales y procesos edáficos que pueden dar origen a productos amorfos con relación  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  que varían desde las de la sílice amorfa prácticamente pura a las de la alúmina hidratada o klianquita (Brown, 1955).

De esta serie se han definido como alófanos aquellos aluminosilicatos con composición química variable, pero dentro de los límites necesarios para mantener el predominio de los enlaces Si-O-Al (Wada, 1977).

Es interesante recordar que Andriesse et al (1976) y otros autores (Shoji y Yamada, 1977) han puesto de manifiesto que productos amorfos de diferente composición pueden coexistir en los Andosoles y que los términos extremos de la serie, especialmente los ricos en Aluminio, son los responsables prioritarios en reacciones que se atribuían exclusivamente a los alofanos sensu estricto.

Materiales que cumplen con algunas de estas condiciones se han identificado en Galicia, recubriendo las paredes de diaclasas subhorizontales, próximas a la superficie (menos de 1 m.), en rocas graníticas. Por estas diaclasas discurre el agua que atraviesa el suelo y por tanto los materiales que se depositan en ellas, que incluyen productos orgánicos, tienen origen en los procesos que se producen en el suelo.

La importancia de este hecho es mayor si se considera que los productos amorfos son el primer paso en la constitución de los nuevos edificios cristalinos de los minerales de neoformación y que por tanto estos materiales vienen a completar los estudios de alteración hasta ahora realizados en Galicia a partir de rocas in situ (Bisdorn, 1967), aguas de escorrentía y solución del suelo (García Paz, et al, 1977 y Fernández Marcos et al, 1979) y fracciones coloidales cristalinas de suelos y productos de alteración (Macías et al, 1979).

En consecuencia, hemos iniciado una serie de estudios sobre los materiales existentes en las diaclasas próximas a la superficie de diversos tipos de rocas graníticas y en los suelos desarrollados sobre ellas, con objeto de determinar la posible existencia de alofanos y en caso positivo realizar su caracterización precisa, comparando los datos con los existentes en la bibliografía de alofanos derivados de rocas volcánicas.

## MATERIAL Y METODOS

Se han estudiado varias muestras de los materiales que forman costas y recubrimientos en diaclasas y pequeñas fracturas, próximas a la superficie, de varias rocas graníticas (\*), cuya localización y características se indican respectivamente en la fig. 1 y tabla 1.

Las muestras fueron analizadas en su estado natural y sólo en una de ellas (A-3) se realizó la destrucción de la materia orgánica con  $\text{H}_2\text{O}_2$  al

---

(\*) En todos los casos se trata de granitos de dos micas.

TABLA NUM. 1.—LOCALIZACION Y CARACTERISTICAS DE LAS COSTRAS Y RECUBRIMIENTOS ESTUDIADOS

<i>Núm. muestra</i>	<i>Localización</i>	<i>Color (s) Munsell</i>	<i>Observaciones</i>
A-1	Louro	Blanco 10YR8/2	Fractura subhorizontal. Estructura laminar. No dispersa completamente.
A-2	Santiago	Amarillo 10YR7/6	Fractura vertical.
A-3	Muros	Blanco 10YR8/1	Fractura vertical. Lleva materia orgánica asociada.
A-4	Monte Lapido Padrón	Rosa 7,5YR8/4	Fractura subhorizontal. No dispersa completamente.
A-5	Monte Pedroso Santiago	Amar-rojizo 7,5YR7/8	Fractura vertical.
A-6	Muros	Blanco 10YR8/2	Fractura subhorizontal. Zonas de color negro de pirolusita. Formas globosas con frecuentes involuciones.
A-7	Monte Lapido Padrón	Pardo pálido 10YR8/3	Fractura subhorizontal. No dispersa.
A-8	Vilachán	Pardo pálido 10YR8/3	Fractura vertical.
A-9	Alto del Martelo	Gris claro 10YR7/2	Fractura vertical.
A-10	"	Blanco 10YR8/2	Fractura vertical.
A-11	Muros	Blanco 10YR8/2	Fractura vertical.

6 por 100, evitando la formación de oxalatos y acetatos insolubles por adición de  $\text{NH}_3$  (MacKenzie, 1970 y 72).

Para separar la fracción menor de dos micras, que en la mayor parte de las muestras constituía la práctica totalidad, se realizó su dispersión en agua destilada mediante agitación ultrasónica. En las muestras que no dispersaban en estas condiciones, se efectuaron dispersiones en medio alcalino (NaOH) y ácido (ClH) según el procedimiento descrito por Fiel-des y Claridge (1975). En todos los casos se estudió tanto la fracción dispersada como la que no respondía a los diversos tratamientos, caso que sólo se presentó en las muestras más ricas en componentes amorfos: A-1, A-4, A-6 y A-7.

Las técnicas utilizadas fueron las de uso general en el estudio de los coloides minerales, difracción de rayos X, análisis térmico diferencial y gravimétrico, espectroscopía de I. R. y observaciones al microscopio petrográfico de muestras incluidas en resina de poliéster (cronolita 1108), siguiendo los procedimientos descritos por Guitián y Carballas (1975).

Las determinaciones analíticas se realizaron en todos los casos por espectroscopía de absorción atómica de muestras disueltas con FH y  $\text{NO}_3\text{H}$  en reactores a presión, previa adición de  $\text{BO}_3\text{H}_3$ .



Fig. 1.—Localización de las muestras estudiadas

## RESULTADOS Y DISCUSION

### 1) Estudios por difracción de rayos X.

Los diagramas de difracción de rayos X, tanto de las muestras en condiciones naturales como de las que se obtenían por dispersión nos permiten realizar una primera diferenciación en dos grandes grupos:

- a) Materiales predominantemente amorfos: (A-1, A-4, A-6, A-7).
- b) Materiales en los que predominan los productos cristalinos: (A-2, A-3, A-5, A-8, A-9, A-10 y A-11).

### a) Materiales predominantemente amorfos.

En estas muestras los diagramas de polvo y los agregados orientados indican que apenas hay sustancias que muestren un grado de orden suficiente para ser puesto en evidencia por los rayos X. Esto ocurre tanto en la muestra no tratada como en la fracción dispersada.

Los diagramas típicos de estos materiales (ver fig. 2) se caracterizan por la existencia de bandas entre 11 y 7 Å, poco definidas, con máximos sobre 10 Å y otra entre 4 y 2,8 Å, más tendida, que no aparece en todos los casos. También se observan en algunas muestras una serie de efectos a 3,3 4,8 4,4 .... etc., que permiten la identificación de pequeñas cantidades de gibbsita y cuarzo asociadas al material amorfo (A-4 y A-7).

Las modificaciones que se producen en los diversos tratamientos son poco importantes y sólo podríamos destacar la aparición de difracciones muy bajas a 10 y 12 Å en las muestras (A-1, A-6 y A-7) y la desaparición de las difracciones correspondientes a la gibbsita al calentar a 500° C.

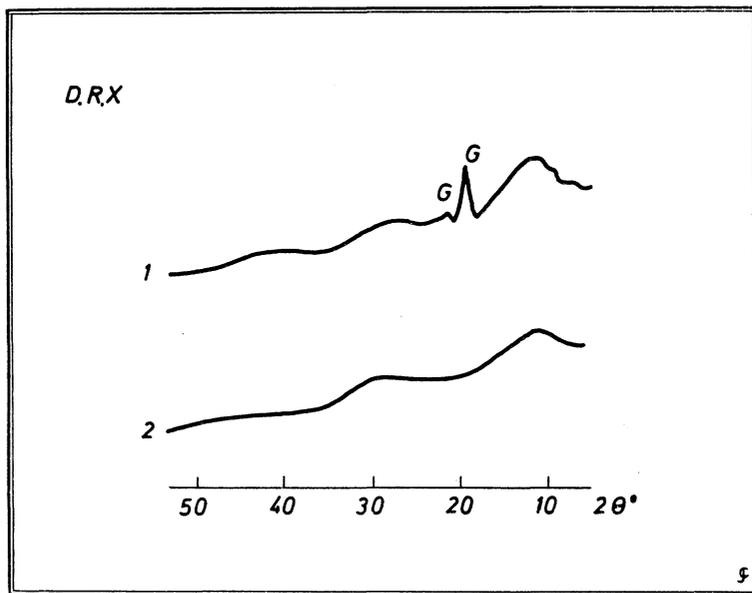


Fig. 2.—Diagramas de difracción de rayos X de dos costras con predominio de los materiales alofánicos

Fieldes (1975) interpreta que estas bandas difusas con máximos sobre 10 Å pueden estar relacionados con la presencia de haloisitas hidratadas, lo que ya constituiría una cierta ordenación del material.

### b) Materiales cristalinos

En las muestras con predominio de los materiales cristalinos pueden identificarse cantidades variables de gibbsita y filosilicato de tipo 1:1, en

general de baja cristalinidad, asociado a pequeñas cantidades de minerales de tipo mica más o menos degradadas y cuarzo.

En la tabla núm. 2 se resume la información obtenida por la técnica de difracción de rayos X.

TABLA NUM. 2.—COMPOSICION MINERALOGICA DE LOS RECUBRIMIENTOS Y COSTRAS GRANITICAS DE GALICIA (DRX)

	<i>Micas</i>	<i>Filosilicatos 1:1</i>	<i>Gibbsita</i>	<i>Amorfos</i>
A-1 *	T	—	T	MA
A-1	—	—	T	MA
A-2	A	A	F	?
A-3	F	F	MA	?
A-4 *	F	—	O	MA
A-4	—	—	O	MA
A-5	F	MA	T	?
A-6 *	—	—	—	MA
A-7 *	—	—	O	MA
A-8	F	F	MA	?
A-9	T	T	A	?
A-10	F	O	A	?
A-11	O	MA	A	?

\* = muestra no dispersada; MA = muy abundante (> 50 %); A = abundante (20-50 por 100); F = frecuente (10-20 %); O = ocasional (< 10 %); T = trazas.

## 2) Espectroscopía de I. R.

Al igual que en el caso de los diagramas de DRX, los espectros IR permiten la rápida clasificación de los recubrimientos en dos grandes grupos:

— Los que se corresponden con los amorfos a rayos X, se caracterizan por la presencia de una serie de bandas, con máximos apenas definidos similares a los descritos por Wada para los alofanos derivados de rocas volcánicas. Es decir, aparece una ancha banda entre 2.800 y 3.800  $\text{cm}^{-1}$ , otra entre 1.400 y 1.800  $\text{cm}^{-1}$  con máximos a 1.400 y 1.660  $\text{cm}^{-1}$  y finalmente otras bandas muy tendidas entre 650 y 1.200  $\text{cm}^{-1}$  (fig. 3). Según este autor la primera región está relacionada con las vibraciones OH-«Stretching» de sus grupos OH estructurales; la 2.ª corresponde a las vibraciones de «deformación» HOH o al agua absorbida y la 3.ª se atribuye a las vibraciones «stretching» de Si (Al) O y parcialmente a las vibraciones de deformación de los enlaces Si-OH y Al-OH.

En nuestras muestras en la región entre 600 y 1.200  $\text{cm}^{-1}$ , aparecen dos bandas bien diferenciadas, una entre 900 y 1.200  $\text{cm}^{-1}$  con máximo

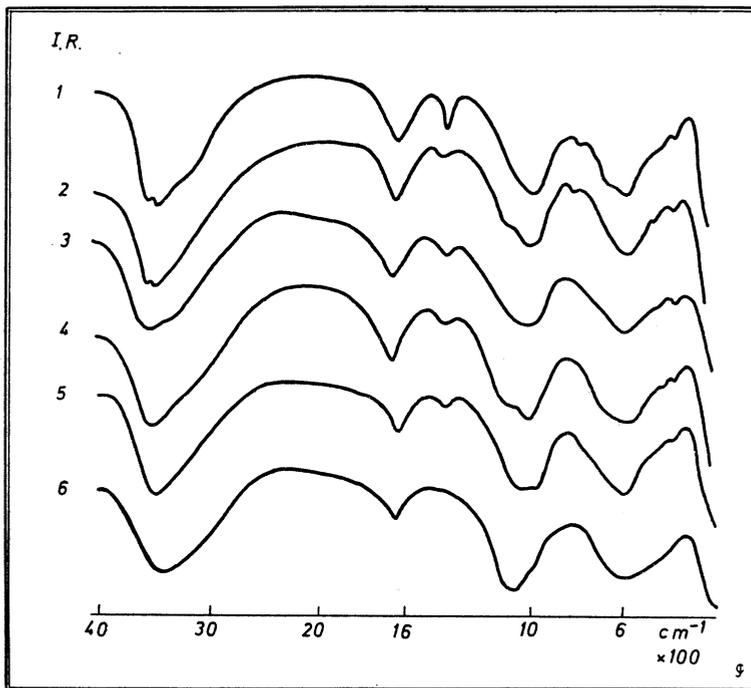


Fig. 3.—Espectros de infrarrojo de los recubrimientos alofánicos: 1 = A-4 ; 2 = A-4\* ; 3 = A-1\* ; 4 = 4-7\* ; 5 = A-1 ; 6 = A-6\*

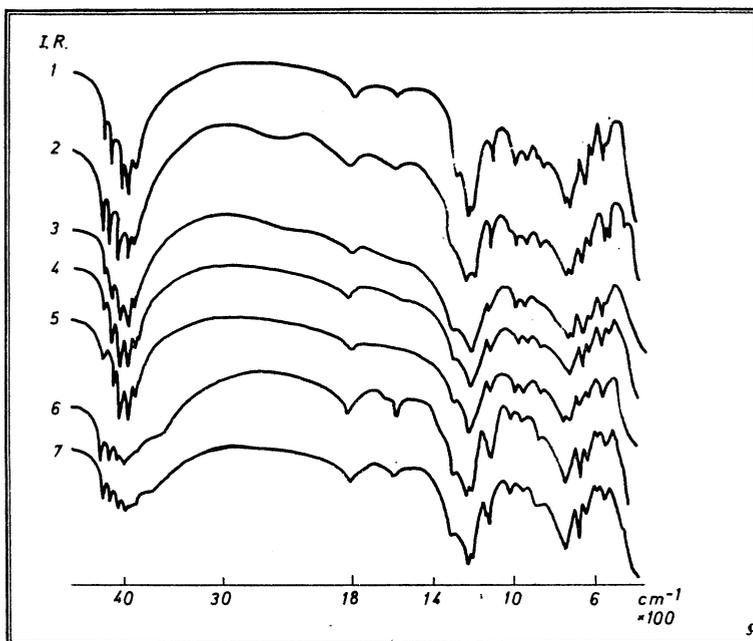


Fig. 4.—Espectros de I.R. de los recubrimientos cristalinos: 1 = A-3 ; 2 = A-11 ; 3 = A-9 ; 4 = A-8 ; 5 = A-10 ; 6 = A-5 ; 7 = A-2

más o menos aparente sobre  $1.000\text{ cm}^{-1}$  y otra entre  $400$  y  $800\text{ cm}^{-1}$ , similares a las descritas por Vizcayno Muñoz et al (1979) para alófanos desarrollados a partir de las rocas volcánicas de Olot.

La definición de las bandas y la aparición de efectos más acusados, indicios de una mayor ordenación, aparecen precisamente en las muestras en que por DRX se encontraba un mayor contenido de materiales gibbsíticos (A-4 y A-7). En ningún caso, se ha identificado una banda de absorción a  $348\text{ cm}^{-1}$  que según Fraser et al (1977) indicaría la presencia de imogolita.

— En las muestras, con predominio de materiales cristalinos, los diagramas de IR tienen máximos bien definidos, identificándose claramente las vibraciones características de la gibbsita (Farmer, 1974) y la existencia de cantidades variables de minerales caoliníticos que, en general, presentan un bajo grado de orden (fig. 4).

### 3) Análisis térmico.

Para conocer el comportamiento de las muestras frente al calor se ha efectuado el ATD y la cinética de pérdida de peso entre  $100$  y  $200^\circ\text{C}$ , técnicas que según Kitagawa (1976) permiten la identificación de mate-

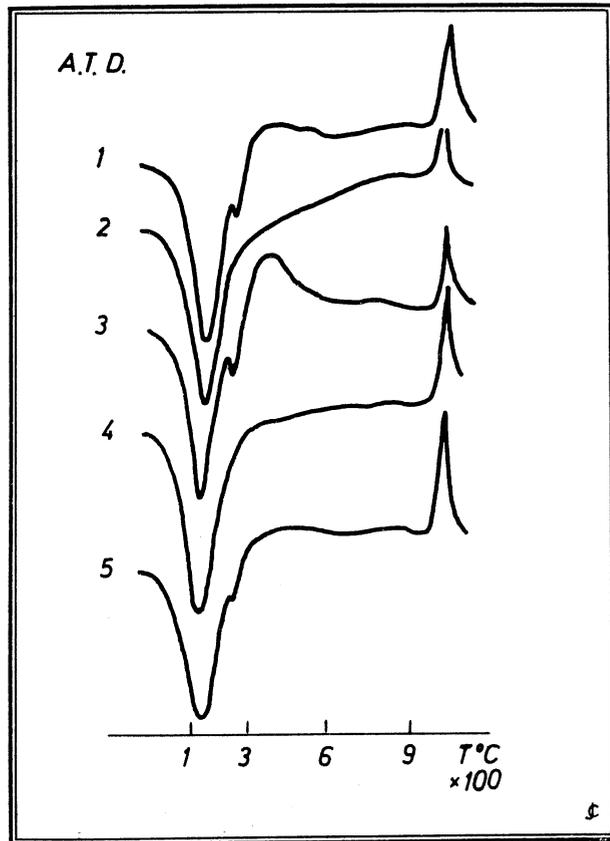


Fig. 5.—Curvas ATD de recubrimientos alofánicos:  
1 = A-7 \* ; 2 = A-6 \* ;  
3 = A-4 \* ; 4 = A-1 \* ;  
5 = A-1

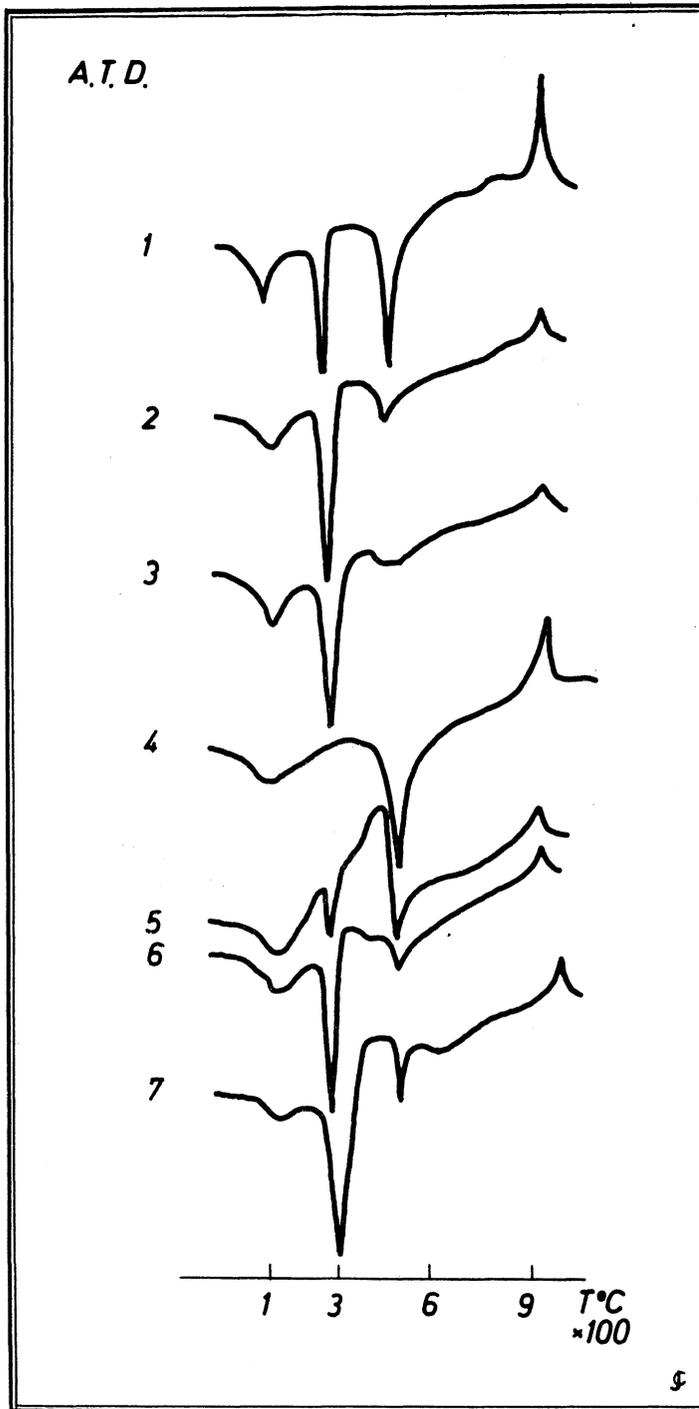


Fig. 6.—Curvas ATD de recubrimientos cristalinos: 1 = A-11 ; 2 = A-8 ; 3 = A-9 ; 4 = A-5 ; 5 = A-2 ; 6 = A-10 ; 7 = A-3

riales amorfos y cristalinos e incluso su estimación cuantitativa. Los diagramas de ATD confirman los resultados obtenidos por DRX e IR. En el caso de los materiales predominantemente amorfos, se observan únicamente dos efectos; uno endotérmico, muy intenso a  $t^a$  entre 120 y 160° C y otro exotérmico que aparece de 1.015 a 1.052° C. En las muestras A-1, A-6 y A-7 hay otro efecto endotérmico con máximo a 300° C que se relaciona con la presencia de gibbsita cristalina (fig. 5).

Por otra parte, la ausencia de un endotérmico sobre 390-420° C descarta definitivamente la posible presencia de materiales de tipo imogolítico.

En las muestras con predominio de materiales cristalinos (fig. 6) se identifican una serie de endotérmicos con máximos a 105, 300 y 530-550° C y un exotérmico a  $t^a$  entre 950 y 980° C, lo que confirma la existencia de gibbsita y minerales de tipo caolinítico en cantidades variables (ver tabla 3). El índice de asimetría de estos filosilicatos 1:1 (MacKenzie, 1970 y 72) varía entre 1,2 y 3,3 lo que da idea de su gran variabilidad en el grado y tipo de cristalinidad.

En las muestras A-2 y A-4\* se reconoce la presencia de materiales orgánicos, caracterizados por la formación de un efecto exotérmico con máximo a temperatura netre 400 y 500° C.

TABLA NUM. 3.—INDICE DE ASIMETRIA Y PORCENTAJE DE FILOSILICATOS 1:1 Y GIBBSITA EXISTENTES EN LAS COSTRAS Y RECUBRIMIENTOS (datos obtenidos por ATD)

	<i>Filosilicato 1:1</i> (%)	<i>Gibbsita</i> (%)	<i>Indice de asimetría</i> <i>del filosilicato 1:1</i>
A-1 *	—	T	—
A-1	—	T	—
A-2	50	13	1,2
A-3	10	50 %	2,5
A-4 *	—	5 %	—
A-4	—	5 %	—
A-5	64 %	1 %	3,3
A-6 *	—	—	—
A-7 *	—	3 %	—
A-8	15	50	1,4
A-9	4	37	1,5
A-10	7	27	1,3
A-11	61 %	30 %	2,4

— = no identificado; \* = fracción no dispersada.

La determinación de la pérdida de agua entre 105 y 200° C (fig. 7) demuestra la diferencia de comportamiento entre las muestras con amorfos como componentes dominantes, que experimentan variaciones entre el 9 y el 13 por 100, y las restantes que no superan el 6 por 100.

Los resultados coinciden con los que encuentra Kitagawa (1976) en alófanos formados por alteración de pumitas que pierden valores próximos al 10 por 100 entre 105 y 200° C.

En el caso de los componentes cristalinos esta determinación pone de manifiesto la existencia de otros componentes, no cristalinos, suscep-

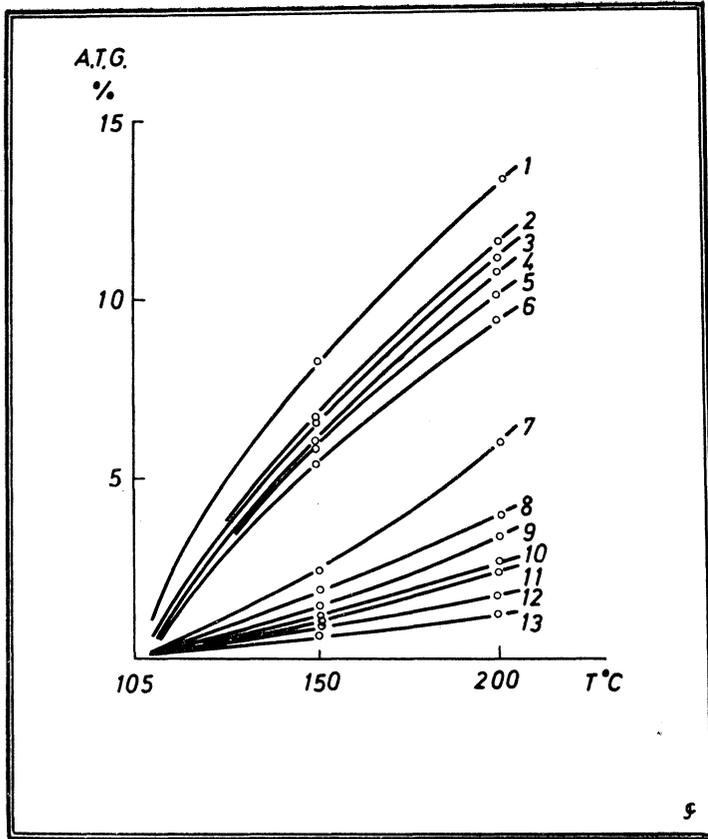


Fig. 7.—Curvas termogravimétricas (100-200°C) de recubrimientos: 1 = A-6 \* ; 2 = A-7 \* ; 3 = A-1 ; 4 = A-1 \* ; 5 = A-4 ; 6 = A-4 \* ; 7 = A-2 ; 8 = A-3 ; 9 = A-11 ; 10 = A-8 ; 11 = A-10 ; 12 = A-9 ; 13 — A-5

TABLA NUM. 4.—COMPOSICION QUIMICA DE LAS COSTRAS Y RECUBRIMIENTOS EN LAS FRACTURAS Y DIACLASAS SUPERFICIALES DE ROCAS GRANITICAS DE GALICIA

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
A-1 *	14,0	31,0	0,50	0,05	0,15	0,17	0,12	Trz.	14,38	25,37	14,0
A-1	15,5	30,1	0,45	0,06	0,20	0,08	0,07	Trz.	13,87	25,13	15,0
A-2	31,2	29,4	4,70	0,15	0,44	0,17	0,40	Trz.	25,84	5,98	—
A-3	22,5	44,0	0,57	0,16	0,33	0,04	0,07	Trz.	28,66	4,0	—
A-4 *	14,5	29,1	2,56	0,37	0,39	0,25	0,08	Trz.	12,83	23,82	15,5
A-4	13,0	28,2	0,54	0,04	0,05	0,08	0,12	0,1	14,42	26,51	17,0
A-5	50,0	28,4	3,68	0,04	0,46	1,18	0,18	Trz.	12,24	3,90	—
A-6 *	8,0	29,5	1,53	0,05	0,15	0,04	0,05	Trz.	13,25	25,65	22,0
A-7 *	13,0	30,3	0,43	0,13	0,13	0,21	0,10	Trz.	15,41	24,96	15,0
A-8	41,0	33,0	2,38	0,10	0,66	1,18	0,38	Trz.	17,31	4,34	—
A-9	50,3	26,3	2,86	0,30	1,20	1,53	0,81	0,40	13,12	3,20	—
A-10	41,0	33,0	1,82	0,06	1,70	0,59	0,18	0,20	17,33	5,30	—
A-11	21,3	46,0	0,43	0,06	0,12	0,04	0,09	Trz.	26,88	3,49	—

tibles de perder H<sub>2</sub>O en este intervalo de temperaturas, ya que los minerales cristalinos, gibbsita, caolinita, sericita, etc., apenas deben experimentar variaciones y tanto la haloisita como la metahaloisita deben presentar pérdidas inferiores al 1 por 100. A la vista de estos resultados pensamos en la posibilidad de que existan cantidades variables de geles no alofánicos y/o compuestos criptocristalinos, quizás asociados a materias orgánicas que pueden provocar la liberación de agua en este intervalo de temperatura.

#### 4) Análisis total.

En la tabla 4 se encuentran los datos analíticos de las distintas muestras analizadas.

Los materiales no cristalinos (A-1, A-4, A-6 y A-7) se caracterizan por presentar cantidades elevadas de agua, que alcanza valores del orden del 40 por 100 frente a valores inferiores al 30 por 100 en las demás muestras. Las diferencias se hacen más acusadas si se considera únicamente el H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>. En este caso los materiales no cristalinos oscilan entre un 23 y un 26 por 100 frente a valores inferiores al 6 por 100 en las muestras con componentes cristalinos.

Otra diferencia se establece en el contenido de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que en las muestras no cristalinas es muy elevado (14 a 22 por 100), valores que en los casos de mayor contenido son similares a los de la evansita, si bien su comportamiento térmico no se corresponde con el de este fosfato aluminico.

Las relaciones molares H<sub>2</sub>O total / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de los componentes no cristalinos son del orden de 7-8, siendo la relación H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> próxima a 3.

En cuanto a la relación molar SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, presenta valores del orden de 1 en todas las muestras no cristalinas excepto en la A-6 \* donde el bajo contenido de Sílice lleva a una relación de 0,6.

Estas relaciones del orden de 1 son próximas a las de muchos materiales alofánicos, si bien las cantidades de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> que en ellas hemos encontrado son superiores a las descritas en la bibliografía. Weaver y Pollard (1975) señalan sin embargo que valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en los alofanos entre un 7 y un 10 por 100 son relativamente comunes y dan datos analíticos de una muestra con un valor del orden del 11 por 100. Por otra parte y citando a Ross y Kerr (1934) estos autores consideran como posible la existencia de mezclas de alofanos y evansita, así como la sustitución de tetraedros de SiO<sub>4</sub> por los grupos PO<sub>4</sub> sustitución que se vería favorecida por la forma similar de los tetraedros.

#### 5) Características morfológicas de los recubrimientos no cristalinos.

Macroscópicamente se presentan formando costras de espesor variable, en general menor de 1 cm., con estructura laminar en bandas alternativamente claras y oscuras y separadas de la roca granítica por una fina película de material rico en oxi-hidróxidos de Fe.

Estos recubrimientos se encuentran fuertemente fracturados, formando las líneas de fractura ángulos próximos a 90 por 100.

Al microscopio petrográfico se observa un material isótropo, de bajo índice de refracción y tonalidades pardas más o menos oscurecidas según el contenido en Fe, que presentan un gran número de microfracturas. Pueden diferenciarse dos tipos de microestructuras.

- 1) **Masiva**, formando islotes de contorno irregular. Esta organización es frecuente en las zonas de mayor concentración de Fe.
- 2) **Coloformas**, con el típico aspecto que se produce en la desecación de los geles. Esta organización puede presentarse en diversas formas:
  - a) Ligada a fragmentos de roca, de los que se encuentra siempre separada por películas de compuestos ricos en Fe y quizás materia orgánica.
  - b) En capas concéntricas con involuciones dando lugar a formas arriñonadas muy fracturadas.
  - c) En laminillas o «pseudovarvas» con alternancias claro-oscuros.

## CONCLUSION

La presencia de materiales no cristalinos, ricos en P, Si y Al, formados por precipitación y posterior secado, a partir de las soluciones que discurren a través de las fracturas y diaclasas superficiales de rocas graníticas, permite realizar algunas consideraciones sobre los procesos de alteración y neoformación de minerales secundarios en Galicia.

Evidentemente las costras y recubrimientos estudiados en este trabajo pertenecen a dos tipos bien diferenciados; los cristalinos, ricos en gibbsita y/o minerales de tipo caolínico, hasta ahora se han encontrado asociados exclusivamente a las fracturas de tendencia vertical, mientras que los ricos en materiales no cristalinos aparecen en las fracturas subhorizontales.

El por qué de esta distribución y su posible generalización no está aclarado, tratándose aquí únicamente de presentar las evidencias de la presencia de estos dos tipos de neoformaciones en la alteración de las rocas graníticas.

Es posible que se trate de materiales inicialmente sílico-alumínicos, muy ricos en Al activo y con baja relación sílice/alúmica, capaces de fijar importantes cantidades de fósforo, e incluso pudiendo llegar a la sustitución prácticamente total de la sílice, con lo que nos encontraríamos con materiales de tipo evansítico. La hipótesis de existencia de una serie de productos no cristalinos con distintas relaciones Si:P:Al queda planteada.

Por otra parte, la asociación de gibbsita como único producto cristalino asociada a los materiales amorfos, confirma una vez más la hipótesis de que este mineral puede formarse rápidamente en los sistemas de alteración y que por tanto no representa (de modo exclusivo) un estadio avanzado de la alteración, ni puede utilizarse su presencia como indicador climático de alteraciones tropicales. En los casos hasta ahora estudiados en Galicia (Macías y Guitián, 1979) se llega a la conclusión de que la gibbsita tiene una formación actual, muy rápida, fundamentalmente a partir de la alteración de minerales de tipo feldespato, siendo prácticamente la primera fase de neoformación cristalina de un proceso global que conduce a la formación de minerales de tipo caolinítico. La presencia de gibbsita en rocas alteradas que todavía conservan su estructura (Macías et al., 1979) y su asociación con los productos no cristalinos en las costras y recubrimientos estudiados confirman estos aspectos.

Finalmente, es necesario señalar la importancia que tiene para el conocimiento de los procesos de alteración el estudio de los sistemas fisurales, que representan los lugares de máxima actividad dentro del sistema global, tanto en la destrucción de los minerales primarios como en la neoformación de los nuevos productos en equilibrio con las condiciones existentes en la superficie terrestre.

## BIBLIOGRAFIA

1. ANDRIESSE, J. P.; VAN ROSMALEN, H. A.; MÜLLER, A. (1976): On the variability of amorphous materials in Andosols and relationships to irreversible drying and P. retention. *Geoderma* 16 (125-138).
2. BARRAGAN, E.; INIGUEZ, I. (1976): Weathering of clay minerals in a Navarre Andosol (Spain). *Clay Minerals*. 11, 269-272.
3. BESOAIN, E. (1974): Consideraciones generales sobre la formación de minerales secundarios en los Andosoles. Esquema de una secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas. *An. Edafol.* 33, 343-357.
4. BISDOM, E. B. A. (1967): Micromorphology of a weathered granite near the Ria de Arosa (NW. Spain). *Leidse. Geol. Med.* 37, 33-67.
5. BROWN, G. (1955): Report of the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals. *Clay Miner. Bull.* 2: 294-302.
6. BROWN, G., et al (1978): The structures and chemistry of soil clay minerals In «The chemistry of Soil Constituents» ed. by Greenland & Hayes J. Wiley & Sons p. 29-178.
7. F. A. O. (1973): Sistema de clasificación de suelos. Roma.
8. FARMER, V. C.: The infrared spectra of minerals. Mineralogical Society, London 1974.
9. FARMER, V. C. et al (1977): Recognition of imogolite structures in allophanic clays by infrared spectroscopy. *Clay Miner.* 12, 55-57.
10. FERNANDEZ MARCOS, M.; MACIAS VAZQUEZ, F.; GUITIAN OJEA, F. (1979): A contribution to the study of the stability of clay minerals from the soil solution composition at different pF values. *Clay Minerals* 14: 29-73.
11. FIELDS, M. (1953): The formation of secondary minerals in relation to parent material, silicate structure, and degree of weathering. *Proc. 1St Aust. Conf. Soil Sci.* 2:6.29.1-6.29.6.
12. FIELDS, M.; PERROT, K. W. (1966): The nature of allophane in soils Part. 3 Rapid field and laboratory test for allophane. *N. Z. J. Sci.* 9 623-629.
13. FIELDS, M.; CLARIDGE, G. G. C. (1975): Allophane. In «Soil Components vol. 2 Inorganic components (ed. by J. E. Gieseking). Springer Verlag. New York.
14. FURKERT, R. J.; FIELDS, M. (1968): Allophane in New Zealand soils. *Int. Cong. Soil. Sci. Trans. 9th. Adelaide III* (133-141).
15. GARCIA PAZ, C.; MACIAS VAZQUEZ, F.; DIAZ FIERROS, F. (1977): Relación entre la composición química de las aguas superficiales y mineralogía de los suelos de Galicia. *Acta Científica Compostelana.* XIV, 337-363.
16. GARCIA RODEJA, E. (1979): Tesis (en preparación). Santiago.
17. GUITIAN, F.; CARBALLAS, T.: Técnicas de análisis de suelos. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela, 1975.
18. KITAGAWA, Y. (1974): Dehydration of Allophane and its Structural Formula. *The American Mineralogist.* 59, 1094-1098.
19. KITAGAWA, Y. (1976): Determination of Allophane Amorphous Inorganic Matter in clay fraction of soils. I. Allophane and Allophane-Halloysite Mixture. *Soil Sci. Plant Nutr.* 22, (2), 137-147.
20. MACIAS VAZQUEZ, F.; PUGA PEREIRA, M.; GUITIAN OJEA, F. (1978): Caracteres ácidos de suelos sobre gabros de Galicia (NW. de España). *An. Edaf. Agrob.* XXXVII, 187-203.
21. MACIAS VAZQUEZ, F.; GUITIAN OJEA, F. (1979): La presencia de gibbsita en suelos de climas templados: Una revisión de los conocimientos actuales. *Com. 1.ª Reun. Nacional de la Comisión 7.ª (Mineralogía de Suelos).* Murcia.
22. MACIAS, VAZQUEZ, F. et al (1979): Origen y distribución de la gibbsita en Galicia (en prensa).
23. MACKENZIE, R. C. (1970 y 72): Differential thermal Analysis. Vol. 1 y 2. Academic Press. London.

24. MITCHELL, B. D.; FARMER, V. C. and McHARDY, W. J. (1964): Amorphous inorganic materials in soils *Adv. Agron.* 16: 327-383.
25. MITCHELL, B. D.; FARMER, V. A. (1962): Amorphous clay minerals in some Scottish soil profiles. *Clay Min. Bull.* 5, 128-144.
26. SHOJI, S. and YAMADA, I. (1977): Soil Mineralogy and Fertility of Ando Soils on Japan. *Proc. Int. Sem. of Soil Environment and Fertility Management. in Intensive Agriculture, Tokyo* 96-102.
27. SOIL TAXONOMY (1975): A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. USDA. Washington.
28. VIZCAINO MUÑOZ, C.; GARCIA GONZALEZ, M. T.; GARCIA VICENTE, J. (1979): Suelos volcánicos españoles. IV Olot (Gerona). *Mineralogía de la fracción arcilla An. Edafol.* XXXVIII, 23-45.
29. WADA, K. y YOSHINAGA, N. (1969): The structure of imogolite. *Amer Mineral* 54, 50-71.
30. WADA, K. (1977): Allophane and Imogolite. In «Minerals in Soil Environments». Soil Sci. Society of America. Inc. Madison 603-638.
31. WADA, K. (1978): Allophane and Imogolite. In «Clays and Clay Minerals of Japan». Elsevier, 147-187.
32. WEAVER, C. F.; POLLARD, L. D. *The Chemistry of clay Minerals.* Elsevier. 1975.