



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**FACULTAD DE CIENCIAS**

**CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DEL  
SUELO EN UN ECOSISTEMA TROPICAL  
CADUCIFOLIO DE CHAMELA, JALISCO**

**T E S I S**  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
**B I O L O G O**  
**P R E S E N T A .**  
**ENRIQUE SOLIS VILLALPANDO**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**1993**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## Lista de cuadros

- Cuadro 1. Clasificación de las rocas ígneas en base a su composición.
- Cuadro 2. Composición química de algunos minerales primarios y rocas sedimentarias que aportan nutrientes al mineralizarse.
- Cuadro 3. Distribución de los sitios de muestreo y perfiles de suelo en las cuencas de la Estación de Biología Chamela.
- Cuadro 4. Profundidad de los perfiles de suelo.
- Cuadro 5. Relación entre los horizontes de los perfiles.
- Cuadro 6. Promedio global de los nutrientes en los suelos de Chamela.
- Cuadro 7. ANDEVA de los factores temporales.
- Cuadro 8. ANDEVA de los factores espaciales.
- Cuadro 9. Resumen de la variación espacial de los sitios de muestreo.
- Cuadro 10. Comparación de los nutrientes en Chamela en relación a otros sitios.

## Lista de figuras

- Fig. 1      Ubicación de los sitios de muestreo y perfiles de suelo.
- Fig. 2      Orientación de las laderas en los sitios de muestreo, tomando como referencia el cauce.
- Fig. 3      Profundidad de los horizontes en los perfiles de suelo.
- Fig. 4      Variación anual de pH en el suelo
- Fig. 5      Variación estacional de calcio en el suelo
- Fig. 6      Variación anual de fósforo asimilable
- Fig. 7      Variación anual de magnesio asimilable
- Fig. 8      Variación estacional de materia orgánica
- Fig. 9      Variación estacional de potasio intercambiable
- Fig. 10      Variación estacional de magnesio intercambiable
- Fig. 11      Variación estacional de nitrógeno total intercambiable
- Fig. 12      Variación estacional de hierro asimilable
- Fig. 13      Variación estacional de zinc asimilable
- Fig. 14      Variación de pH por sitio-ladera
- Fig. 15      Variación de materia orgánica por sitio-ladera
- Fig. 16      Variación del sitio en potasio
- Fig. 17      Variación de calcio asimilable por sitio-ladera
- Fig. 18      Variación del sitio en magnesio
- Fig. 19      Variación de fósforo asimilable por sitio-ladera
- Fig. 20      Variación del sitio en nitrógeno total
- Fig. 21      Variación del sitio en hierro asimilable

- Fig. 22**      **Variación del sitio en zinc asimilable**
- Fig. 23a**     **Relación entre los horizontes A y AC de los perfiles de suelo**
- Fig. 23b**     **Relación entre los horizontes O y A en los perfiles de suelo**
- Fig. 24**      **Distribución de la lluvia durante 1987 y 1988**

## CONTENIDO

	Pag.
Resumen	1
<b>I Introducción</b>	<b>2</b>
I.1 El ciclo de nutrientes	
I.1.1 Los nutrientes	
I.2 El ingreso de los nutrientes al suelo	4
I.2.1 Intemperismo	
I.2.2 Entrada por lluvia indirecta	
I.3 Salida de nutrientes	8
I.3.1 Lixiviación	
I.3.2 Efecto de las propiedades del perfil	
I.3.3 Erosión	
I.4 Interacción del suelo y la vegetación	10
I.5 Caracterización de los ciclos de nutrientes	11
I.5.1 Ciclo del nitrógeno	
I.5.2 Ciclo del fósforo	
<b>II Antecedentes y objetivos</b>	<b>15</b>
<b>III Sitio de estudio</b>	<b>16</b>
III.1 Ubicación geográfica y topográfica	
III.2 Clima	
III.3 Vegetación	
III.4 Productividad y Biomasa	
III.5 Hidrografía y Escorrentía	
III.6 Biogeoquímica	
III.7 Uso del suelo	
<b>IV Métodos</b>	<b>20</b>
IV.1 Áreas de muestreo	
IV.2 Colecta de suelo	
IV.3 Trabajo de laboratorio	

<b>V</b>	<b>Resultados</b>	<b>25</b>
<b>V.1</b>	<b>Análisis físicos</b>	
<b>V.1.1</b>	<b>Descripción de los perfiles</b>	
<b>V.2</b>	<b>Propiedades físicas de los sitios de muestreo</b>	<b>27</b>
<b>V.2.1</b>	<b>Descripción del color del suelo</b>	
<b>V.2.2</b>	<b>Densidad y textura</b>	
<b>V.3</b>	<b>Análisis químicos</b>	<b>27</b>
<b>V.3.1</b>	<b>Variación temporal</b>	
<b>V.3.2</b>	<b>Variación espacial</b>	
<b>VI</b>	<b>Discusión</b>	<b>49</b>
<b>VI.1</b>	<b>Perfil del suelo</b>	
<b>VI.1.1</b>	<b>Relación entre horizontes</b>	
<b>VI.1.2</b>	<b>Raíces en el perfil</b>	
<b>VI.1.3</b>	<b>Clasificación del suelo</b>	
<b>VI.2</b>	<b>Propiedades físicas</b>	<b>52</b>
<b>VI.2.1</b>	<b>Textura</b>	
<b>VI.2.2</b>	<b>Densidad aparente</b>	
<b>VI.2.3</b>	<b>Color del suelo</b>	
<b>VI.3</b>	<b>Nutrientes en el suelo</b>	<b>53</b>
<b>VI.3.1</b>	<b>Variación temporal de los nutrientes</b>	
<b>VI.3.2</b>	<b>Variación espacial</b>	
<b>VII</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>64</b>
<b>VIII</b>	<b>Bibliografía</b>	<b>66</b>
<b>IX</b>	<b>Apéndices</b>	
<b>I</b>	<b>Descripción de los Perfiles del Suelo</b>	<b>74</b>
<b>II</b>	<b>Propiedades Físicas de los Suelos de Chamela</b>	<b>82</b>
<b>X</b>	<b>Agradecimientos</b>	<b>89</b>

## Resumen

Solis V. E. 1993. Características Físico-Químicas de un suelo en un Ecosistema Tropical Caducifolio de Chamela, Jalisco. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM.

Este trabajo forma parte de un proyecto general denominado "Estructura y funcionamiento de un Ecosistema Tropical Caducifolio en Chamela, Jalisco"; y tiene por objetivo describir las características físico-químicas del suelo en siete sitios experimentales, en 5 cuencas hidrográficas localizadas en el Cerro el Colorado dentro de la Estación de Biología Chamela, Jal.

Los perfiles del suelo mostraron 3 horizontes: el horizonte orgánico O, el horizonte mineral A y el horizonte AC con características remanentes del material parental. Las condiciones bajo las que se desarrolla el suelo no favorecen la formación de horizontes, de lo que resulta un suelo poco desarrollado al que se clasifica como Entisol del suborden Orthens.

Se encontró que el color del suelo osciló entre 7.5 6/4 YR (café amarillento pálido) en seco 10 YR 3/4 (café amarillento obscuro) en húmedo, las muestras con mayor contenido de materia orgánica presentaron oscilaciones entre 7.5 YR 5/3 (café) en seco y 7.5 YR 3/2 (café grisáceo muy obscuro) en húmedo en la escala de Munsell, la densidad aparente en promedio fue de 1.17 g/cm<sup>3</sup>. La textura del suelo fue predominantemente migajón arenoso. La proporción de las partículas en promedio correspondió a 62% arena, 20% arcilla y 18% limo.

Los valores globales de las propiedades químicas de los suelos revelan que son neutros (pH 6.5); la materia orgánica es de 73.5 kg/ha (2.4%), de los cationes el calcio es el más abundante (3495.1 kg/ha, 2841 ppm), seguido del magnesio (579.2 kg/ha, 470 ppm) y el potasio (495.6 kg/ha, 201 ppm), el sodio fue el de menor concentración en el suelo (252.8 kg/ha, 103 ppm). Los fosfatos fueron el macronutriente más escaso (57.2 kg/ha, 23 ppm), en cambio la cantidad de nitrógeno fue alta (3136 kg/ha, 1482 ppm). Los micronutrientes están en bajas concentraciones (Fe 19.3, y Zn 20.5 kg/ha respectivamente) excepto el manganeso 158.5 kg/ha.

El factor temporal más importante es el estacional, al que todos los macronutrientes fueron significativos ( $p < 0.05$  a  $p < 0.001$ ), coincidiendo con la característica de la vegetación. El inicio del período lluvioso se caracteriza por la alta disponibilidad de los nutrientes en el suelo excepto el nitrógeno. En contraste durante la época seca existen pocos nutrientes disponibles. El factor anual depende de la cantidad de lluvia que se registró en el lapso correspondiente, pero la interacción de este factor con el estacional marca la marcha de los macronutrientes en el suelo.

Los nutrientes del suelo mostraron gradientes espaciales, el sitio más abundante en todos los macronutrientes fue el sitio 3 ubicado en el pie de la cuenca 1, por el contrario el sitio 1 localizado en la cresta de la misma cuenca mostró la concentración más baja de sodio, fosfatos y nitrógeno. La causa de la variación es un efecto directo del relieve (altitud), el resto de los sitios no están afectados en la misma magnitud por el efecto mencionado.



## 1 INTRODUCCION

### 1.1 EL CICLAJE DE NUTRIENTES EN ECOSISTEMAS

El suelo se puede conceptualizar como un gran almacén de elementos minerales del ecosistema. La magnitud de dicho almacén dependerá del balance entre el ingreso y la salida de minerales al ecosistema, así como de la capacidad que el suelo tenga para retenerlos. La entrada de elementos minerales al ecosistema se da por procesos tales como el intemperismo de los minerales, la precipitación de polvos atmosféricos, y la lluvia directa e indirecta. Las vías de salida se dan por procesos como la lixiviación y la erosión. El resultado final del balance entre la entrada y la salida de los nutrientes del ecosistema determina el estado del almacén de dichos nutrientes. Así por ejemplo, si las entradas son mayores que las salidas podremos decir que el almacén está en "crecimiento" o que se está recuperando de una perturbación; si existe balance entre las entradas y salidas el ecosistema está estable; pero si se encuentra que las salidas son mayores que los ingresos, se habla de un ecosistema en proceso de degradación (Donahue 1981).

La capacidad de retención de los elementos minerales depende de las características del perfil del suelo. La vegetación absorbe los minerales de los suelos y posteriormente los reincorpora a través de sus hojas, ramas y demás estructuras vegetativas, estableciendo un activo proceso de ciclaje de nutrientes dentro del ecosistema. La vegetación no es el único componente del sistema que utiliza y recicla los elementos minerales, sino que existe una verdadera red de flujos de nutrientes entre los diferentes componentes del ecosistema.

Los elementos minerales de suelo siguen diferentes rutas dependiendo de su origen, función y propiedades. A estas rutas de flujo y ciclaje de elementos minerales dentro del ecosistema se le conoce como ciclos biogeoquímicos.

A continuación se hará una breve descripción de cada uno de los procesos involucrados en estos ciclos biogeoquímicos.

#### 1.1.1 Los Nutrientes

Los nutrientes son por definición aquellos elementos minerales que:

- a) Son esenciales para el crecimiento, desarrollo y la reproducción de las plantas.
- b) Fisiológicamente su papel en la planta no puede ser reemplazado por otro (Arnon 1939).

Los nutrientes que están disponibles para la nutrición vegetal se encuentran en el suelo en dos formas: a) como solutos en la solución del suelo, y b) como cationes adsorbidos en el complejo arcilla - humus. Los primeros son potencialmente lixiviables, o absorbidos por la vegetación, mientras que los segundos representan una reserva importante de nutrientes para las plantas, al ser éstos física o químicamente retenidos en el suelo.

La disponibilidad de nutrientes para las plantas depende de la reserva elementos minerales existentes en el suelo así como de la capacidad que éste tiene para retenerlos. La capacidad de retención de nutrientes está en función de las características del suelo, tales como su profundidad y contenido de humus y de arcilla, mientras que la reserva es el resultado de la entrada y salida de nutrientes.

Los iones con carga positiva llamados cationes y los de carga negativa denominados aniones, se encuentran retenidos en el complejo de intercambio, indicando que el suelo es anfotérico (Millar 1980). La capacidad de intercambio catiónico varía mucho en el suelo, siendo más alta en suelos arcillosos y con alto contenido de materia orgánica.

La liberación de los elementos minerales en el complejo de intercambio hacia la solución del suelo depende de sus enlaces de energía, que es una medida de la fuerza con la que los iones son retenidos o adsorbidos por las partículas del suelo.

La solubilidad de los nutrientes es muy importante para que estos puedan permanecer en el suelo. Ciertos iones como los sulfatos y cloruros tienen enlaces de energía muy débiles y por ello generalmente se encuentran en la solución del suelo, más que en los sitios de intercambio. El aluminio, el bario y el fósforo tienen enlaces de energía muy altos y por lo tanto su concentración en la solución del suelo es baja (Ortiz-Villanueva 1977). Los iones como el calcio, el potasio y el magnesio tienen enlaces de energía intermedios, mientras que el sodio y la mayoría de los aniones (cloruros y sulfatos) tienen enlaces de energía débiles y consecuentemente tienden a ser abundantes en la solución del suelo. Con respecto a los aniones, estos se encuentran en la solución del suelo, excepto el fosfato, ya que este último tiene un enlace muy fuerte. Los iones que tienen enlace de alta energía tienden a desplazar a los iones con enlaces de energía baja.

Si se añadiera una gran cantidad de iones con enlace de baja energía, el resultado sería el desplazamiento y liberación de una pequeña cantidad de iones con enlace de energía fuerte. Los iones hidrógeno e hidroxilo tienen enlaces de energía alto de aquí que el pH es importante para determinar la disponibilidad de los minerales que se presentan en el suelo (Donahue 1981).

Por otro lado, la forma en que se encuentran los elementos minerales en la solución del suelo va de acuerdo a la naturaleza de los minerales que les dieron origen. Así por ejemplo, las rocas sedimentarias ricas en carbonatos como la dolomita y la calcita incorporan al calcio y al magnesio como sales solubles, en tanto que la degradación del material orgánico del suelo, libera al calcio en forma de pectinas (Russell 1988).

La adición de iones con enlaces fuertes como el aluminio, podría liberar una mayor cantidad de iones con enlaces débiles hacia la solución del suelo. El fósforo tiene un enlace de energía muy fuerte, por lo que frecuentemente su disponibilidad para las plantas es limitado. Los iones hidroxilo liberados por las raíces liberan los iones fosfatos del complejo de intercambio, permitiendo así más fosfatos disponibles.

La adsorción de iones por las raíces del suelo causan la liberación de más iones del complejo de intercambio. De esta forma se mantiene un equilibrio entre la solución del suelo y el complejo de intercambio (Brady 1974).

Dado todo lo anterior, podemos decir que la forma y cantidad de un ión presente en la solución del suelo y en su complejo de intercambio, es el resultado de varios factores (Ortiz Villanueva 1977):

- a) de la cantidad total presente en el suelo
- b) de la capacidad de intercambio catiónico el suelo,
- c) del pH del suelo,
- d) de la abundancia relativa de otros iones, y
- e) de la naturaleza de su origen.

## 1.2 EL INGRESO DE NUTRIENTES AL SUELO

### 1.2.1 Intemperismo

El intemperismo consiste en la desintegración física y química de la roca y de los minerales contenidos en ellas. El proceso se lleva a cabo mediante la acción de la temperatura, presión y humedad que prevalecen en la interface atmósfera-litosfera (Leet y Judson 1975). El intemperismo del material parental precede a la formación del suelo; es una reacción continua durante el desarrollo de éste, hasta el punto en el que ya no quedan más reactivos disponibles.

El intemperismo se presenta cuando el ión hidrógeno presente en la solución del suelo reacciona con los minerales o con la roca parental. El resultado de la reacción se traduce en la remoción de nutrientes de la roca y su consecuente liberación a la solución del suelo.

El intemperismo ocurre por debajo del *solum* y dentro del *solum* mismo, por esta razón Jackson y Sherman (1953) proponen la clasificación del intemperismo de acuerdo al lugar donde se efectúa: el intemperismo geoquímico ocurre bajo el *solum*, i.e. por debajo del horizonte C. El intemperismo pedoquímico, en cambio, ocurre dentro de los horizontes A y B, por lo que está asociado a otros factores formadores del suelo, como lo es la actividad biológica.

#### 1.2.1.1 Intemperismo Geoquímico

Las reacciones que toman lugar en esta clase de intemperismo son: oxidación, reducción, hidratación, solución, e hidrólisis. A estos procesos se les conoce como factores primarios, ya que ocurren en la base del *solum*.

**Oxidación:** La oxidación es una reacción geoquímica importante que sucede regularmente en rocas que están expuestas, las cuales tienen un suministro de oxígeno alto y una demanda biológica baja. La oxidación del hierro es un proceso de intemperismo desintegrativo en donde los minerales que contienen el ión ferroso cambian de tamaño y de estructura. Cuando el cambio es hacia su forma ferrica, el mineral se expande causando rompimientos en la roca.

**Reducción:** La reducción en el ambiente geoquímico ocurre cuando el material está saturado con agua (por debajo del manto freático). En estas condiciones, el abastecimiento de oxígeno es bajo y su demanda biológica es alta.

**Oxidación-Reducción:** Una característica distintiva del horizonte C o de otros materiales de origen, es la fluctuación de las condiciones de oxidación-reducción, las cuales se originan como resultado de las variaciones cíclicas del clima a través del año. El material inicial del suelo puede encontrarse en un ambiente de reducción durante el intemperismo geoquímico, y posteriormente cambiar a condiciones de oxidación las cuales afecta más severamente al material parental del horizonte C.

**Hidratación:** La hidratación se refiere a la asociación de moléculas de agua o de grupos hidroxilos con minerales. Esto no necesariamente implica una descomposición o modificación del mineral mismo, sin embargo, favorece transformaciones posteriores. La hidratación ocurre principalmente sobre las superficies o aristas de los granos minerales. En el caso de algunas sales, la hidratación puede modificar completamente su estructura y cambiar algunas de sus propiedades.

**Solución:** La solución consiste en la disolución de sales simples como los carbonatos y cloruros, la cual ocurre en los granos minerales de algunos materiales iniciales del suelo.

El resultado del intemperismo ocasionado por los factores primarios se traduce en la formación de los siguientes productos:

- a) Residuos resistentes, tales como el cuarzo y el circonio, los cuales no son intemperizables debido a que éstos han sufrido una descomposición total, conservando sólo su estructura básica.
- b) Compuestos de Alteración, tales como los óxidos hidratados, el sílice y los minerales precursores de arcilla. A éstos también se les llama minerales secundarios.
- c) Nutrientes en Solución, tales como los iones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ ,  $\text{SiO}_4^{4-}$ , los cuales son el producto de la sustitución de iones hidrógeno y aluminio en la estructura de los minerales coloidales del suelo.

#### 1.2.1.2 Intemperismo Edafoquímico

Ciertas reacciones de intemperismo toman lugar exclusivamente en el suelo o suceden con mayor intensidad en él, por ello se les ha denominado intemperismo edafoquímico. De acuerdo con Buol (1977), los procesos involucrados en este tipo de intemperismo son:

**Ciclos de oxido-reducción:** La alternancia entre condiciones reductoras y oxidantes es la responsable de la liberación de hierro y manganeso de los minerales primarios, así como de su localización en molas y concreciones en el suelo. De la misma manera, los ciclos de oxido-reducción son importantes en la destrucción de las arcillas silicatadas en suelos pobremente drenados. Este proceso, descrito por Patrick y Wyatt (1964), consiste en el reemplazamiento del aluminio intercambiable ( $\text{Al}^{3+}$ ) por  $\text{Fe}^{2+}$  bajo condiciones reductoras. Con el retorno de las condiciones oxidantes, el hierro intercambiable es desplazado por el

aluminio, el cual ocupa los sitios de intercambio en el enrejado de la arcilla. La reincorporación del aluminio causa la descomposición y destrucción la estructura cristalina de la arcillas silicatadas.

**Desplazamiento de Aluminio del enrejado de las arcillas:** Este mecanismo de intemperismo pedoquímico es uno de los responsables de la destrucción de las arcillas del suelo (especialmente la montmorillonita). El proceso se da cuando las arcillas del suelo están saturadas con calcio y magnesio intercambiable. Primero ocurre un desplazamiento del Ca y el Mg por iones  $H^+$  en condiciones de acidéz (intemperismo ácido), manteniéndose la estabilidad del enrejado de la arcilla. Posteriormente el aluminio es sustituido por el  $H^+$ , causando con ello la desintegración de parte del enrejado. Finalmente, esta hidrólisis del aluminio incrementa los iones  $H^+$  en solución, lo que promueve el inicio de un nuevo ciclo de intemperización de la arcilla (i.e. un efecto catalítico)(Coleman, 1962).

**Remoción de potasio en las micas:** Este proceso de intemperismo es particularmente importante en suelos en donde, por un lado, el abastecimiento de iones hidrógeno (proveniente de fuentes biológicas) es alto, y por el otro, en donde la abundancia de micas arcillosas es igualmente alto. La remoción de pequeñas cantidades de potasio de las capas de la mica no causa gran distorsión o pérdida de alineamiento de los paquetes de silice-aluminio. Como resultado, el potasio liberado al sistema puede ser fijado de nuevo en los "huecos" que quedan en el enrejado. Esta es una característica del mineral Illita. Sin embargo, si se remueve más del 50 % del potasio de las capas de la arcilla, ocurre una distorsión del enrejado arcilloso, lo que impide que el potasio añadido sea capturado o fijado de nuevo por el mineral, quedando disponible.

**Aluminio de las intercapas de arcillas 2:1 :** Una modificación mineral importante en suelos ácidos es la precipitación de islas de hidróxidos de aluminio en los espacios de las capas de vermiculita 2:2. Este tipo de intemperismo ocurre particularmente dentro del suelo, el efecto más importante es la modificación de la capacidad de intercambio catiónico que se bloquea en la arcilla y es parcialmente neutralizada.

El resultado de los procesos anteriores se traduce en el intercambio de iones dentro del suelo, la absorción de nutrientes hacia la vegetación, el desplazamiento de los minerales hacia el área de acumulación del suelo (perfil) (Buol 1977).

### 1.2.1.3 Intemperismo en Zonas Tropicales

En general se ubica a los trópicos como las regiones más afectadas por el intemperismo en contraste con las regiones templadas. Así lo confirma la distribución de los diferentes tipos de minerales arcillosos. Los minerales más frecuentes en zonas polares son la illita y la clorita, arcillas con poco grado de intemperismo. En zonas templadas la vermiculita es la fracción dominante, bajo clima Mediterráneo y trópicos estacionales se encuentra montmorillonita. En el trópico húmedo son la caolinita y la gibsitita, ambas arcillas muy intemperizadas (Fitzpatrick, 1980).

La reacción de la hidrólisis depende de la temperatura por lo que en latitudes tropicales, el intemperismo es más importante que en latitudes templadas.

Los minerales arcillosos más fuertemente intemperizados, como la caolinita, consisten sólo de sílice, aluminio, hidrógeno y oxígeno. Si continúan los procesos, el resultado es la remoción de sílice y solo permanecen los óxidos de hierro y/o aluminio en las partes superficiales del suelo. Más tarde, la consolidación de los óxidos forma una capa seca, endurecida e impermeable, denominada laterita por el tipo de materiales que la originan (Jenny, 1980).

La dominancia de minerales altamente intemperizados en los trópicos húmedos se debe a que no existe más sustrato que afectar. La roca parental ha desaparecido después de miles de años de estar expuesta al intemperismo. Por ello la abundancia de minerales resistentes a la degradación, cuarzo, goetita, hematita, caolinita y gibsita (Kronberg 1979).

La proporción de suelos clasificados taxonómicamente como pobres en nutrientes es muy alta en el trópico. La presencia de Oxisoles y Ultisoles abarcan el 63% de los suelos tropicales, en el Continente Americano este valor es de 82%, mientras que en la Selva Amazónica es de 6% (Sánchez 1981).

#### 1.2.1.4 Disponibilidad de los Nutrientes en Relación al Material Parental Intemperizado

La influencia del material parental en la formación del suelo ha sido reconocida desde hace mucho tiempo. Sin embargo, fue Jenny (1941) quien formalizó estas relaciones en términos matemáticos. Así mismo, fue él quien postuló que el material parental es sólo uno de los factores que controlan la formación del suelo. Otros factores como el relieve, el clima y la biota participarán en el desarrollo del suelo a partir de un sustrato inicial constituido por dicho material parental. En palabras de Jenny, el material parental es "el estado del suelo al tiempo cero de su formación".

Dado que las rocas constituyen el material parental, se expondrán los efectos de los diferentes tipos de rocas en la formación del suelo, sin considerar otros factores que puedan intervenir.

En las rocas de color oscuro domina los minerales ferromagnesianos, que por la presencia de Fe y Mg le confieren tonalidades oscuras (cuadro 1).

Las rocas cristalinas silíceas de colores claros incluyen a las rocas ígneas más ácidas y rocas metamórficas. Un ejemplo es el Granito, que se compone aproximadamente de 25% de cuarzo y 65% de ortoclasa, con pequeñas cantidades de mica y hornblenda. Los nutrientes que ceden los minerales intemperizados se muestra en el cuadro 2.

El granito forma diferentes tipos de suelos. Por ejemplo, los suelos derivados saprolita (un tipo de granito) y bajo los efectos de un intemperismo geoquímico, son de texturas gruesas, especialmente en los horizontes superficiales. Estos suelos tienden a ser friables, permeables, generalmente ácidos y pobres en nutrientes. Esta baja fertilidad se debe al alto contenido de cuarzo de su material parental y a la lixiviación ácida favorecida por la

textura arenosa. El color generalmente es amarillo o café amarillento debido al bajo contenido de hierro en el material parental.

Las riolitas son rocas ígneas con una composición mineralógica igual a la del granito, pero de textura más fina. La riolita tiene granos minerales más pequeños debido a que durante su formación se enfría más rápidamente que el granito.

### 1.2.2 Entrada por Lluvia Indirecta

La lluvia incorpora nutrientes al ecosistema al acarrear coloides en suspensión en forma de polvos atmosféricos. Así mismo, el lavado de nutrientes del follaje, al pasar la lluvia por el dosel de la vegetación (lluvia indirecta), constituye una importante entrada de elementos minerales al suelo. Este proceso de remoción de nutrientes foliares por la lluvia han sido descritos por Carlsile y White (1966).

En bosques templados el ingreso de nutrientes por depositación seca, más los incorporados por lixiviación del follaje, alcanza proporciones significativas en relación a los nutrientes almacenados en tejidos leñosos. Swank (1984) encontró que el nitrógeno incorporado en la lluvia era equivalente al 70% del nitrógeno incorporado anualmente por los tejidos leñosos de la vegetación epífica (que se encuentra por encima del suelo). Asimismo, encontró proporciones menores para el Ca 20% y el K 40% bajo las mismas condiciones.

## 1.3 LA SALIDA DE NUTRIENTES

### 1.3.1 Lixiviación

La arcilla del suelo está cargada negativamente así como el humus, este último constituido por la materia orgánica coloidal (Brady 1974). Los iones cargados positivamente, denominados cationes, son atraídos a la superficie de las partículas de humus y arcillas. Estos cationes adheridos a la superficie coloidal son reemplazados por iones hidrógeno provenientes de la respiración radicular y microbiana del suelo. Este proceso, conocido como intercambio catiónico, ocurre cuando el  $\text{CO}_2$  emitido por el suelo se combina con el agua para formar ácido carbónico que se disocia en el anión bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ) y el ion hidrógeno ( $\text{H}^+$ ) (Johnson 1977). Los hidrógenos generados en esta reacción son los que desplazan los nutrientes de las superficies coloidales. El bicarbonato reacciona con los cationes desprendidos de los coloides y los productos se lixivian hacia el interior del perfil del suelo.

Las transformaciones de nitrógeno también son fuente de hidrógenos. Durante la descomposición de la materia orgánica, el nitrógeno orgánico es transformado en amonio ( $\text{NH}_4^+$ ) el cual puede ser absorbido por las plantas o ser oxidado a nitrato ( $\text{NO}_3^-$ ) a través del proceso conocido como nitrificación. Cuando el amonio es absorbido por las plantas se libera un ion hidrógeno para mantener el equilibrio eléctrico en el suelo (Nilsson 1982). Así mismo, durante la nitrificación se liberan dos iones de hidrógeno.

El hidrógeno liberado por estos procesos reemplaza los cationes en las superficies de intercambio del suelo, y los iones nitrato disponibles reaccionan con los cationes desplazados, formando sales nitrogenadas.

El hidrógeno liberado hacia el suelo, como resultado de la actividad biológica, reacciona con las arcillas silicatadas liberándose un ion aluminio ( $Al^{3+}$ ), el cual puede ser sujeto de intercambio (Sánchez 1976). La presencia de aluminio intercambiable es muy importante en los suelos tropicales, más aún que la del hidrógeno, ya que este catión promueve la acidez del suelo y la precipitación de otros nutrientes importantes para las plantas (Coleman 1967).

Lo anterior sugiere que la disponibilidad del fon hidrógeno es continua en las regiones tropicales con alto grado de humedad, lo que promueve la lixiviación de nutrientes en estos suelos. La alta concentración de hidrógeno favorece que el fósforo soluble reaccione con el hierro, aluminio y manganeso para formar compuestos insolubles, los cuales no pueden ser asimilados por la planta (Olson, 1972).

### 1.3.2 Efecto de las Propiedades del Perfil del Suelo

El flujo de agua en el suelo (percolación) es un factor importante en el intemperismo y la lixiviación. El proceso de lixiviación se presenta cuando el agua que no es absorbida por la vegetación ni retenida en la matriz del suelo, percola a horizontes profundos y hacia afuera del ecosistema. El agua lixiviada acarrea minerales en solución constituyendo una vía de salida de nutrientes del ecosistema.

La porosidad, así como la textura de cada horizonte del perfil del suelo, influyen en la velocidad de lixiviación. Por ejemplo, un suelo de textura arcillosa, difícilmente presentará una pérdida de nutrientes hacia el interior del suelo cuando se encuentra saturado con agua. Sin embargo es posible que la pérdida de nutrientes ocurra al formarse corrientes superficiales.

Trudgill (1988), resume las variables que remueven los solutos en el suelo:

- 1) El contacto del agua con los minerales del suelo
- 2) El tiempo de contacto
- 3) La tasa de reacciones químicas

Estas a su vez están controlados por:

- 1) La capacidad de infiltración de cada horizonte del suelo
- 2) El tipo de lluvia (intensidad y frecuencia)
- 3) Distribución y medida de los poros
- 4) Relieve
- 5) Solubilidad de los minerales
- 6) El transporte de nutrientes de los sitios afectados



### 1.3.3 La Erosión

La pérdida de nutrientes también ocurre por procesos erosivos. En estos casos es el suelo mismo el que sale del ecosistema por efecto, principalmente del agua de escorrentía superficial. Otros factores como el viento y los deslaves pueden ser importantes promotores de la erosión edáfica. El manejo agrícola puede acelerar significativamente el proceso. Los minerales adheridos a la superficie de los coloides del suelo son trasladados junto con las partículas fuera del sitio de origen.

La erosión afecta diferencialmente al suelo, aquellos que tienen poca materia orgánica y de textura limosa son de los más susceptibles a la erosión debido al poco peso y cohesividad de sus partículas.

El efecto del agua es más notorio en suelos ubicados en relieves escarpados, la acción conjunta de ambos agentes, se traduce en grandes pérdidas de masa edáfica y por consiguiente de la fertilidad del suelo. En casos extremos se forman cárcavas, estableciendo un relieve que favorece aún más el proceso erosivo.

### 1.4 INTERACCION DEL SUELO Y LA VEGETACION

El movimiento de nutrientes en el suelo y su reciclaje a través de la vegetación se establece mediante tres principales procesos: Uno es la redistribución de los minerales superficiales por la acción de los organismos del suelo (Russell 1968). El suelo mantiene una alta población de organismos, algunos, como las lombrices de tierra y las termitas, desarrollan actividades biológicas que causan el movimiento de pequeñas porciones de suelo hacia la superficie. Otros, como hongos, bacterias, protozoos y micorrizas, inmovilizan los nutrientes del suelo almacenándolos temporalmente (Thorp 1967).

Otro proceso se refiere a la asimilación de nutrientes por la vegetación (nutrición mineral) mediada por mecanismos de intercambio iónico entre las raíces y los coloides del suelo (Bidwell 1980). Este proceso se da en la inmediación de las raíces, en una zona conocida como la rizósfera.

El tercero se refiere a la reincorporación de nutrientes al suelo por parte de la vegetación. La liberación de nutrientes del tejido vegetal hacia el suelo se da por dos vías principales: la lixiviación y la descomposición. Mientras que la lixiviación (tanto del dosel como de la hojarasca) incorpora principalmente potasio y magnesio, la descomposición favorece la adición de calcio al suelo (Gosz et al. 1973). Las hojas de los árboles y la madera que forman el mantillo del suelo, se degradan paulatinamente por acción de los descomponedores, incorporando nutrientes al suelo en los horizontes superficiales mediante el proceso conocido como mineralización. Así mismo, la descomposición de los residuos vegetales y animales genera el humus del suelo. Esta materia orgánica en proceso avanzado de descomposición se convierte en el principal almacenamiento de nitrógeno y azufre, así como de una proporción importante de fósforo, calcio, magnesio, potasio y otros nutrientes.

La velocidad de liberación de los nutrientes del mantillo es muy importante debido a que si estos son liberados rápidamente, estarán expuestos a su pérdida por lixiviación o por volatilización. En contraste, si los nutrientes son liberados con gran lentitud, el efecto se

puede traducir en una deficiencia en su disponibilidad y una consecuente disminución en el desarrollo de la comunidad vegetal (Coleman 1983).

Se han identificado mecanismos en la vegetación que favorecen la conservación de nutrientes en los bosques tropicales. En la Selva Amazónica, por ejemplo, la carpeta de raíces que existe por debajo del mantillo asimila directamente los nutrientes sin que estos transiten por el suelo mineral, evitando así su pérdida del ecosistema por efecto de lavado causado por la lluvia abundante (Jordan 1978).

Otro mecanismo de conservación es la simbiosis que se establece entre micorrizas y las raíces. Esta simbiosis favorece la asimilación de los nutrientes del suelo y su retención en la vegetación, evitando que al estar en la solución del suelo se pierdan por lixiviación (Stark 1978).

Gozs (1973) encontró, en un bosque templado, que la cantidad de los nutrientes incorporados al suelo por la descomposición de la hojarasca y ramas del mantillo era mayor que la salida de nutrientes del sistema por erosión y lixiviación. Este constituye una clara evidencia de que existe una retención de los nutrientes por los procesos de almacén asimilación y ciclaje de los nutrientes disponibles en el sistema suelo-planta. Situaciones similares se han encontrado en prácticamente todos los ecosistemas.

## 1.5 CARACTERIZACION DE LOS CICLOS DE NUTRIENTES

Según Deevey (1970), los ciclos minerales se pueden clasificar en 2 tipos: en volátiles, como el del nitrógeno y el azufre y no volátiles, como el resto de los nutrientes. Los nutrientes que forman parte del ciclo volátil se encuentran en algún momento en fase gaseosa. Los del ciclo no volátil, en cambio, se caracterizan porque su principal fuente es el intemperismo y la transformación de la materia orgánica.

### 1.5.1 Ciclo del Nitrógeno

La principal captación de nitrógeno atmosférico es la fijación biológica, este proceso transforma el nitrógeno atmosférico a la forma amoniacal (Delwiche 1977). La fijación se lleva a cabo por diversas formas de vida, siendo la más común la bacterias del género *Rhizobium*, quienes forman asociaciones simbióticas con las raíces, principalmente de leguminosas (Stewart 1977). Otras vías de incorporación de nitrógeno al ecosistema es mediante la depositación seca de partículas de materia orgánica o disuelto en el agua de lluvia en forma de iones de nitratos y amonio (Söderlund 1981).

Cuando el nitrógeno se ha incorporado al ecosistema y es asimilado por las plantas, éste se transforma en aminoácidos dentro del protoplasma vegetal. El nitrógeno en el tejido vegetal se incorpora en las redes alimenticias del ecosistema y se transforma en nuevas proteínas. Cuando los individuo, o partes de ellos, mueren, el nitrógeno retorna al suelo por la actividad de los descomponedores que fraccionan las formas complejas nitrogenadas en compuestos más simples. La velocidad de reciclaje depende de la temperatura y la humedad del suelo (Singh 1977). La relación que existe entre el carbono y el nitrógeno del material en proceso de descomposición determina la actividad de los descomponedores; si ésta es alta, la

cantidad de nitrógeno no satisface los requerimientos metabólicos de los descomponedores, reduciendo el proceso (Swift 1979). Las etapas finales de la descomposición de la materia orgánica se distinguen por la conversión de aminoácidos a amonio (Runge 1983).

El ion amonio cargado positivamente puede ser asimilado por las plantas o intercambiarse en la superficie de la arcilla y del humus. Parte del amonio se volatiliza directamente hacia la atmósfera, pero la lluvia lo puede reincorpora al suelo (Bolin 1977).

Una transformación del nitrógeno en el suelo es la nitrificación, que es la oxidación de amonio a nitratos mediante la actividad de las bacterias nitrificantes. Los nitratos pueden asimilarse por las plantas o retenerse en los sitios de intercambio. Sin embargo es fácil que la forma nitrífica sea lavada del suelo y se pierda del ecosistema por lixiviación, o puede convertirse a la forma de nitrógeno molecular en estado gaseoso por la actividad de las bacterias denitrificantes. La inhibición de la nitrificación se observa con frecuencia en los ecosistemas maduros como un mecanismo de conservación de nitrógeno (Vitousek 1979).

En los diversos ecosistemas, el nitrógeno se mantiene en cantidades relativamente constantes en el suelo, ya que el humus constituye una reserva importante de este nutriente en el ecosistema (Coleman 1983).

### 1.5.2 Ciclo del Fósforo

El ciclo del fósforo, al igual que la del nitrógeno, es muy importante debido a la gran actividad metabólica que tiene éste nutriente en todos los organismos. En la vegetación, el fósforo se concentra más en las hojas que en los troncos, de ahí que los cambios estacionales alteran el almacenamiento de la planta. Sin embargo el fósforo es relativamente móvil y se traslada de las hojas hacia los tallos antes de la abscisión foliar, hecho común en árboles tropicales con suelos deficientes en este elemento (Medina 1978).

En relación a otros nutrientes, la disponibilidad de fósforo en la naturaleza es muy baja, por esta razón la concentración de fósforo en el suelo es de particular interés (Walker 1976).

El fósforo se encuentra en el suelo de cuatro formas: 1) como fósforo extractable, 2) ocluido, 3) estructural o incluido y 4) orgánico.

El fósforo extractable es soluble y es la forma asimilable por las plantas (Olsen 1965). El fósforo ocluido está adsorbido en la superficie de minerales secundarios (óxidos de hierro y aluminio, óxidos hidratados y carbonato de calcio). El fósforo incluido es aquél que forma parte de la estructura cristalina de la arcilla o dentro de concreciones de hierro y aluminio. La forma orgánica del fósforo se caracteriza por estar fuertemente adherida al humus del suelo, o por ser parte de la estructura de las moléculas de las sustancias húmicas.

A diferencia del nitrógeno, la fuente principal de fósforo proviene del material parental del suelo. La secuencia del intemperismo de este material parental determina la disponibilidad del fósforo en el suelo: durante la fase primaria del intemperismo, el fósforo se encuentra en estado extractable. A medida que avanza el intemperismo, el fósforo se constituye como parte estructural de los minerales secundarios que se forman y no se encuentran fácilmente disponible para las plantas. Este efecto se ve claramente cuando se comparan suelos derivados del mismo material parental bajo distintos ambientes y secuencias

de intemperismo. Así por ejemplo, el fósforo asimilable de un suelo tropical es más escaso que el de un suelo templado, aunque ambos se hayan desarrollado a partir de un mismo tipo de roca (Jordan 1985). La concentración de iones hidrógeno en el suelo determina la reacción de los fosfatos con el hierro, el aluminio y el manganeso. Cuando el pH desciende, estos metales se solubilizan y reaccionan con el fósforo para formar fosfatos hidratados insolubles.

El reciclaje del fósforo es sumamente importante en los ecosistemas tropicales. Una fuente importante de fósforo en estos ecosistemas es la materia orgánica del suelo. Estudios recientes indican que la cantidad de fósforo en el suelo es proporcional a la cantidad de materia orgánica (Lugo 1986). Las asociaciones simbióticas también constituyen importantes mecanismos de reciclaje de fósforo. Así por ejemplo, la movilización del fósforo de la materia orgánica del suelo se ve favorecida tanto por la presencia de ácido oxálico (producido por micorrizas) como por el aumento del área radicular de las micorrizas asociadas. Esto permite una mayor disponibilidad para las plantas (Sollins 1981).

Cuadro 1. Clasificación de las Rocas Igneas en base a su composición.

Color	Ejemplos	Composición
Si-Al Claros	Granito	2 Ortoclasa
	Riolita	1 Plagioclasa
	Granodiorita	1 Cuarzo
		Ferromagnesianos
Si-Mg Oscuros	Gabro	1 Cuarzo
	Peridotita	Ferromagnesianos
	Basalto	Feldespatos

Cuadro 2. Composición química de algunos minerales primarios y rocas sedimentarias, y los principales elementos que aportan al intemperizarse.

Minerales Primarios	Fórmula	Elemento
Ortoclasa	$KAlSi_3O_8$	$K^+$
Anortita	$NaAl_2Si_2O_8$	$Na^+$
Albita	$Ca(Al_2Si_2O_8)$	$Ca^{2+}$
Olivino	$(Mg,Fe) 2SiO_4$	$Fe^{2+}$ y $Mg^{2+}$

## II. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

El presente proyecto de tesis forma parte de un estudio a largo plazo sobre la estructura y funcionamiento de un ecosistema de selva baja caducifolia. Dicho estudio emplea cinco pequeñas cuencas hidrográficas como unidades experimentales, y contempla tres etapas de desarrollo:

- 1) el entendimiento de la estructura y funcionamiento del ecosistema en condiciones naturales (sin perturbar),
- 2) la evaluación del efecto que diferentes grados de perturbación tienen en la dinámica del ecosistema, y
- 3) el estudio de la capacidad y velocidad de recuperación del ecosistema una vez suspendida la perturbación.

El estudio utiliza un enfoque ecosistémico en el que balances, bancos y flujos internos de agua, energía y nutrientes están siendo analizados con sumo detalle durante cada una de las tres etapas antes mencionadas.

Es en este contexto en el que se planteó el proyecto de tesis. Los objetivos particulares fueron la caracterización edafológica de las cuencas bajo estudio, así como el análisis de la dinámica espacial y temporal de los nutrientes del suelo en condiciones naturales (sin perturbación).

### III SITIO DE ESTUDIO

#### III.1 UBICACION GEOGRAFICA Y TOPOGRAFICA

La Estación de Biología Chamela se localiza en la Costa del Pacífico Mexicano, en el meridiano 105° 01' Oeste y el paralelo 19° 29' Norte. Políticamente se encuentra en el municipio de La Huerta del Estado de Jalisco.

La Estación cubre una extensión de 3,300 ha. La topografía es muy irregular, lo que hace que gran parte de la zona se clasifique como lomeríos bajos (20-250 msnm). Excepcionalmente se distinguen cerros alto mayores de 500 m. Las pendientes menores al 6% son raras, en cambio los registros de 21% son comunes. Predominan las pendientes de tipo convexo. La topografía en combinación a su cercanía al mar hace que la Estación tenga una exposición directa del viento y la brisa marina en la época de secas y de las tormentas ciclónicas durante la época húmeda.

#### III.2 CLIMA

La temperatura media anual es de 24.9 °C. Los valores mínimos mensuales oscilan entre 14.8 y 22.9°C, mientras que los máximos mensuales entre 29.1 y 32°C. La temperatura fluctúa en rangos muy estrechos a lo largo del año, en enero se registra la media mensual más baja (20 °C), y en agosto la más caliente (27 °C).

La precipitación media anual en la estación es de 748 mm, el intervalo registrado a partir de 1977 a la fecha es de 585-961 mm. El 80% de la lluvia se distribuye de julio a noviembre (Bullock 1986). En base a los registros obtenidos en la estación meteorológica de Chamela se ha clasificado el clima de la Estación como Tropical Subhúmedo, en el extremo seco del tipo cálido-húmedo y con régimen de lluvias en el verano. La dinámica de la precipitación delimita dos estaciones climáticas: la seca que transcurre de diciembre a junio, y la húmeda de julio a octubre. Esta marcada estacionalidad climática constituye la característica más conspicua del ecosistema predominante de la región: la selva baja caducifolia (Miranda y Hernández X.1963).

#### III.3 VEGETACION

La Selva Baja Caducifolia, se localiza principalmente en la cima y laderas de los lomeríos. La altura de los árboles varía de 5 a 12 m, las especies de esta vegetación tiran sus hojas durante la sequía. Otro tipo de vegetación importante en la zona de estudio es la Selva Mediana Subcaducifolia (Miranda y Hernández X.1963), la cual se ubica en las partes bajas de las laderas y a orillas de los arroyos. Este segundo tipo de vegetación abarcan áreas reducidas, la talla de los árboles es de 10 a 25 m, y durante la sequía pierden del 75 al 90% de sus hojas. Lott (1985) reporta la existencia de más 1000 especies de plantas vasculares.

Se han identificado más de 200 especies de árboles en la zona de estudio. Entre las más importantes destacan *Guapira lineaeobractea*, *Plumeria rubra*, *Bursera inestabilis*,

Lonchocarpus eriocarinalis y Celaenodendron mexicanum. Las especies con hojas compuestas constituyen hasta el 75% del total en cuanto número de individuos, de especies y de área basal. La leguminosas predominan en el área, alcanzan 30% de valor de importancia, 17 especies de la familia Euphorbiaceae aportan el 11.4% del total, y 6 especies de la familia Burseraceae contribuyen con el 4%. La similitud florística en las cuencas es alta, sin embargo se distinguen cuadros (Ia 4 y 5) por la presencia Celaenodendron mexicanum, Cedrela salvadorensis y Euphorbia tanquahuat. En cambio Guapira linearibracteata esta presente en todos los sitios. El área basal de la comunidad arbórea es de 19.1 m<sup>2</sup> ha<sup>-1</sup>, la densidad media es de 3000 individuos por hectárea (A. Pérez. com. pers.).

### III.4 PRODUCTIVIDAD Y BIOMASA

Los estudios de Martínez-Yrizar et al. (1990) indican que la producción promedio de hojarasca es de 4,250 Kg ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, la cual está constituida en 70% por hojas, 20% por ramas, 8% por estructuras reproductivas (semillas, flores y frutos) y el resto por componentes de origen animal y material no identificado.

La caída de las hojas tiene un marcado patrón bimodal cuyo primer máximo coincide con el final de la época de lluvias y el segundo, más extendido, coincide con la época de la sequía. Las estructuras reproductivas tienen un máximo de caída al comienzo de las lluvias, mientras que las ramas lo tienen durante la etapa media de la época lluviosa. En los años que se registra más precipitación se aprecia más producción.

De acuerdo a Patiño (1990), el promedio total de mantillo durante 1982-1983 fue de 7,642 kg ha<sup>-1</sup>. La contribución porcentual de los componentes en el total del mantillo fue la siguiente: ramas 50%, hojas 41%, material no identificado 4%, estructuras reproductivas 2%, y componentes de origen animal 0.5%. El mismo estudio encontró que la tasa anual de descomposición promedio (k) para el total fue de 0.5. Para el componente de ramas el valor fue de 0.26, para las hojas de 0.75 y para las estructuras reproductivas de 1.56. La k difiere de un componente a otro aún en las mismas condiciones ambientales como consecuencia de las características físicas y químicas del material.

Con respecto a la biomasa vegetal, Martínez-Yrizar et al. (1990) calculan un total de 5.0 Mg ha<sup>-1</sup> en las zonas planas y 9.0 Mg ha<sup>-1</sup> para las colinas. Castellanos et al. (1991) estimaron una biomasa radicular de 30.9 Mg ha<sup>-1</sup>. Las raíces gruesas (con diámetro mayor de 5.0 mm), contribuyeron con el 73% (22.7 Mg ha<sup>-1</sup>). En tanto que las raíces finas (cuyo diámetro fue menor a 5 mm) aportaron el 27% (8.2 Mg ha<sup>-1</sup>).

### III.5 HIDROGRAFIA Y ESCORRENTIA

El sistema de cuencas hidrográficas bajo estudio se localiza en la cara occidental de la formación orográfica llamada Cerro Colorado. Todas las cuencas desembocan al arroyo El Zarco, que confluye, a su vez, con el arroyo El Colorado. Este último es afluente del arroyo Chamela que desemboca en la bahía del mismo nombre. Hidrológicamente la Estación se ubica entre dos zonas, al norte la limita la cuenca del río San Nicolás y al sur la cuenca



del río Cuixmala, ambas pertenecientes a la región hidrológica número 15 de la Costa de Jalisco (SARH 1974). El patrón de drenaje de las cuencas es rectangular, conformado por corrientes de segundo orden. El tipo de cuencas corresponde a las efímeras, que llevan la mayor cantidad de agua durante septiembre (Cervantes 1988).

La dinámica de la escorrentía en relación con la lluvia, fué analizada por Cervantes (1988) y López-Guerrero (1992). Las cuencas presentan escurrimientos efímeros. La lamina promedio de escurrimiento anual representa el 1.57 % de la precipitación media anual (702 mm.), con índices de infiltración promedio de 13.7 mm/15 min. Estos valores se deben a las características arenosas del suelo y al papel interceptor que juegan la vegetación y la hojarasca. No existe una correlación significativa entre la precipitación anual y la escorrentía, ya que la relación lluvia- escurrimiento esta determinada, principalmente, por los patrones de lluvia en el mes, y la precipitación y humedad del suelo en cada evento.

### III.6 BIOGEOQUIMICA

La entrada de arcillas y coloides orgánicos suspendidos en el aire, ya sea por precipitación húmeda (lluvia) o seca (deposición de polvos atmosféricos), es baja. Durante la sequía la incorporación de las arcillas y coloides es mayor con respecto a la temporada lluviosa, los nutrientes dominantes son  $K > Na > Ca > Mg$  durante el ciclo anual. Los nutrientes que más se lavan del dosel son:  $NH_4^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{++}$ ,  $NO_3^-$  y  $Mg^{++}$ . (I. Velázquez com. per.)

De acuerdo a Esteban (1986) la caída de hojarasca constituye un importante mecanismo de reincorporación de nutrientes al suelo. En Chamela durante 1982 la producción fue de  $3,990 \text{ kg ha}^{-1}$ , de ésta,  $245.76 \text{ kg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  correspondió al aporte neto de los nutrientes analizados. El aporte promedio anual de nutrientes (en  $\text{kg ha}^{-1}$ ), fue el siguiente:  $N (97.9) > Ca (66.1) > Mg (40.7) > K (33) > Na (7.3) > P (0.53)$ . Las hojas incorporan el 65.57% del total de los nutrientes que se incorporan al suelo por la caída de hojarasca. Las ramas incorporan el 14.5%, las estructuras reproductivas el 8%, y el resto (material muy fraccionado y no identificado) el 5.18%.

### III.7 USO DEL SUELO

La presencia humana en la zona es relativamente reciente (20 años), la tendencia inicial fue agrícola. Sin embargo está actividad se ve desplazada gradualmente por la introducción de ganado. La productividad de la región depende de la humedad y topografía que presentan las áreas perturbadas. En lugares escarpados domina la agricultura de temporal y pastizales. Las pocas planicies que existen se destinan a agricultura de riego. (De Ita 1983). La selva se transforma en pastizales para uso ganadero por medio de la roza tumba y quema. La selva se tala en enero y es quemada en mayo (González 1992). Después se siembra pasto buffel (*Cenchrus ciliaris* L.) y guinea (*Panicum maximum* Jacq.).

Los cultivos de maíz y pasto guinea (*Panicum maximum*) son los más comunes. La transformación de la selva en campos de cultivo y pastizales ocasionan pérdidas de suelo por

erosión muy severas. Maass et al.(1988) han mostrado que la selva no perturbada sufre pérdidas de suelo por erosión del orden de  $0.20 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ . En cambio el cultivo de maíz alcanza valores de  $130 \text{ ton ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$  de sedimentos erosionados. La secuencia de nutrientes que se pierden por erosión es la siguiente:  $\text{Ca} > \text{N} > \text{Mg} > \text{P} > \text{K} > \text{Na}$ .

Un estudio más reciente de García-Oliva (1992), evalúa los cambios en las propiedades físicas y químicas del suelo al comparar parcelas con diferente tiempo de perturbación y unidades de relieve con la selva no perturbada. El uso marcó cambios significativos en todos los nutrientes, la densidad aparente y la materia orgánica. La degradación de la materia orgánica no solamente está asociada a su pérdida, sino a un cambio de calidad. En este agroecosistema se da una reducción y un cambio de la calidad, por la sustitución de la materia orgánica remanente de la selva por la incorporada por los pastos.

## IV METODOS

### IV.1 AREAS DE MUESTREO

La zona de estudio abarca aproximadamente 99 hectáreas de la formación orográfica denominada El Colorado en la que se encuentran 5 cuencas contiguas. La superficie de éstas varía entre 11 y 28 hectáreas, los cauces varían entre 1.0 y 1.4 km de largo. Cada cuenca cuenta con un cuadro permanente de muestreo en su parte media, con excepción de la cuenca control que tiene tres cuadros, haciendo un total de 7 cuadros. Los cuadros de la cuenca control (cuenca 1) son tres cuadrantes rectangulares de 2,400 m<sup>2</sup> cada uno, situados perpendicularmente a lo largo del cauce: el primero en la parte superior, donde se inicia el cauce, la segunda a la mitad del cauce y la tercera en la parte baja de la cuenca (fig. 1). Esta distribución tiene por objeto analizar las diferencias altitudinales a lo largo de la cuenca. Cada sitio cruza el cauce de la cuenca por su parte media, de tal forma que la mitad del cuadro se localiza en cada ladera (norte y sur), con la finalidad de cubrir los efectos de exposición (fig. 2).

Cuadro 3. Distribución de los sitios de muestreo en las cuencas de la Estación de Biología Chamela y características del relieve.

Cuenca	Cuadro	Pendiente	Altitud
I superior	1	N 20 S 8	30
I medio	2	45 44	48
I bajo	3	35 43	84
2	4		20
3	5		35
4	6		75
5	7		68

### IV.2 COLECTA DE SUELO

Durante dos años consecutivos (julio de 1987 a abril de 1989) se realizaron cuatro colectas de suelo: en julio (inicio de las lluvias), en septiembre (pico de las lluvias), en diciembre (final de las lluvias) y en abril (secas). Esta secuencia de muestreo se estableció para obtener mayor información con respecto a las variaciones estacionales en la química del suelo de la selva.

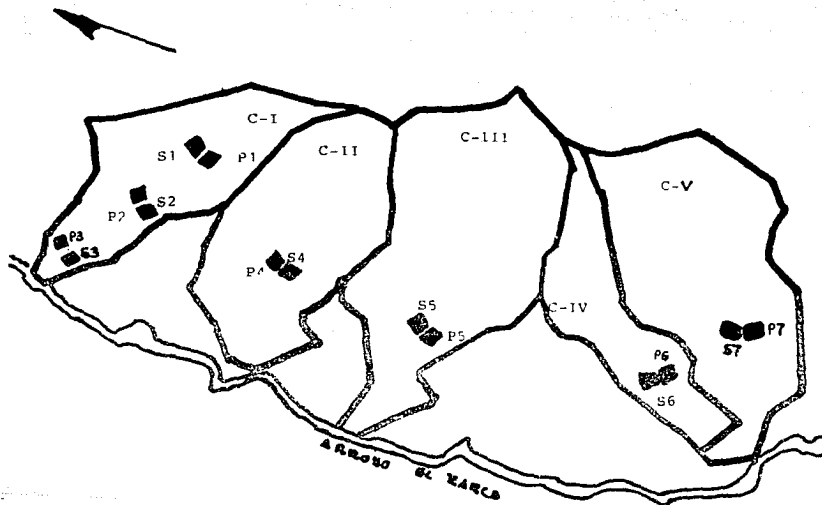


Fig. 1 Ubicación de los perfiles (P) y sitios de muestreo (S), en el sistema de cuencas (C) en el Cerro "El Colorado" de la Estación de Biología Chamela.

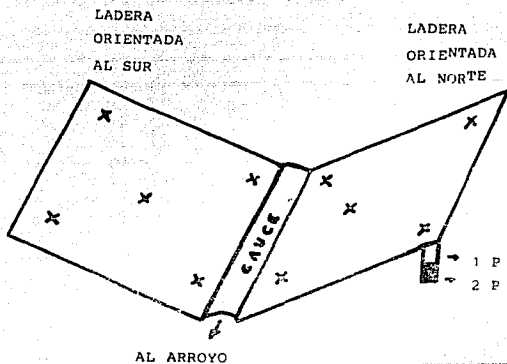


Fig. 2 Orientación de las laderas en los sitios de muestreo, tomando como referencia el cauce con dirección hacia el arroyo. Disposición de las profundidades 1P (0-10 cm) y 2P (10-20cm) y los puntos (X) donde se perforó para la toma de muestras compuestas.

En cada fecha de colecta se obtuvieron 4 muestras de suelo por cada cuadro permanente, haciendo un total de 28 muestras. Las cuatro muestra por cuadro se obtuvieron de la siguiente manera:

- en cada ladera del cuadro, se hizo un transecto en diagonal a partir del cauce hacia el vértice opuesto superior (ver fig.2),
- a lo largo del transecto se establecieron tres puntos de muestreo, abarcando la parte baja, la parte media y el extremo superior de la ladera (casi sobre el parte aguas de cada ladera),
- en cada punto de muestreo se colectó suelo a dos profundidades: 0 a 10 cm y 10 a 20 cm.
- se hicieron dos muestra compuestas por transecto: una mezclando los primeros 10 cm y otra con el suelo de 10 a 20 cm.

Una vez que las muestras se colectaron, se secaron al aire, se tamizaron utilizando una criba de 2 mm de apertura y se guardaron en bolsas de plástico.

### IV.3 TRABAJO DE LABORATORIO

A todas las muestras se les aplicaron las siguientes determinaciones:

- Color por comparación con las tablas de Münsell (1975),
- Densidad aparente por el método de probeta (Baver 1956),
- Textura por el metodo del hidrómetro (Boyouscos 1963),
- pH utilizando un potenciómetro Corning y un relación 1:2.5 en agua (Bates 1954),
- Materia orgánica por el metodo de oxidación húmeda de Walkley & Black (1947),
- Sodio, potasio, calcio y magnesio intercambiables, extraídos con acetato de amonio 1N a pH 7, y determinados por espectrometría de absorción atómica (Perkin Elmer 1976),
- Fosfatos asimilables, extraídos con una solución Melich II (0.2N ácido acético, 0.15N  $\text{NH}_4\text{F}$ , 0.2N  $\text{NH}_4\text{Cl}$  y 0.1N HCl) y determinados por colorimetría en el Autoanalizador II AA (Technicon Industrial Systems 1973a),
- Nitrógeno total mediante el procedimiento de Kjendhal, adaptado para procedimiento automatizado (Technicon Industrial Systems 1977),
- Hierro, zinc y manganeso asimilables extraídos con solución doble ácida ( $\text{H}_2\text{SO}_4$  y HCl) y determinados por absorción atómica (Perkin Elmer 1976).

Los datos de concentración fueron transformados a kilogramos por hectárea y se aplicaron dos ANDEVA independientes:

- 1) Análisis espacial: donde se evaluaron los factores sitio (1..7), ladera ( orientada al norte y al sur) y profundidad (0-10 cm y 10-20 cm), así como las interacciones.
- 2) Análisis temporal: el ANDEVA constó de dos factores: el anual (1987 y 1988) y estacional (julio, septiembre, diciembre y abril), y las interacciones entre los factores.

Las comparaciones múltiples se realizaron por medio de la prueba de Tukey ( $p=0.05$ ) (Sokal 1981).

## V RESULTADOS

### V.1 ANALISIS FISICOS

#### V.1.1 Descripción de los Perfiles de Suelo

La ubicación de los perfiles sobre el relieve fue la siguiente: los perfiles 1, 6 y 7 se realizaron sobre crestas, el 1 sobre la cresta superior de la cuenca 1 en tanto que los 6 y 7 sobre crestas de los partes aguas laterales de las cuencas 4 y 5 respectivamente. Los perfiles 2, 3, 4 y 5 se ubicaron sobre laderas de las cuencas 1, 2 y 3 respectivamente (fig 1).

Los resultados indicaron que en general, el drenaje fue bueno en todos los sitios. El material parental es homogéneo y sólo se diferencia por el grado de intemperismo. El tipo de intemperismo más identificable en el material parental es el físico. En general, el material menos intemperizado se localizó en la exposición (ladera) orientada hacia el norte, en los sitios 3, 4 y 5. En estos sitios, la riolita aflora en parte sobre los sitios y se encuentran fragmentos que, en ocasiones, alcanzan 10 cm de largo donde se aprecia la matriz sin alterar a profundidades menores de 30 cm. Por el contrario, las exposiciones sur (laderas orientadas hacia el sur) son más profundas y el material parental se encuentra a mayor profundidad con procesos de intemperismo más avanzados (pedazos de roca más pequeños alrededor de 1 a 3 cm de largo y límites angulares).

La descripción de los perfiles se realizó en el mes de febrero, por lo que la superficie siempre presentó hojarasca. La cantidad presente sobre el suelo difirió entre los sitios. Por ejemplo los sitios 6 y 7 tuvieron muy poca hojarasca, alrededor de 1 cm de espesor, mientras que los sitios 3, 4 y 5 mostraron una capa de hojarasca más abundante, alcanzando valores de 5 cm de espesor.

Se encontraron 3 horizontes: un horizonte O muy delgado, formado por material orgánico no identificable cuya profundidad varió de 2 a 5 cm; un horizonte A formado por la parte mineral de amplitud variable (mayor en el sitio 5 con 57cm.), y menor en el sitio 2 con 15 cm; y un horizonte AC, el cual sólo apareció en los sitios 4, 3, 2 y 1 (100 cm en el sitio 4, 40 cm en el sitio 3) (fig. 3).

La transición entre horizontes es tenue y el límite horizontal. Los colores de los perfiles en campo varían muy poco entre los sitios. Se ubicaron entre el amarillo rojizo (7.5 YR 6/6) y el café amarillento (10 YR 5/4), excepto en el sitio 3 donde el matiz fue más oscuro (café oscuro y café grisáceo muy oscuro en seco y húmedo respectivamente).

De acuerdo con los resultados de la profundidad de los horizontes encontrados en los perfiles se puede asegurar que el horizonte A fue el más variable (49.0 %). Sin embargo, los horizontes O y AC tienen coeficientes de variación muy cercanos entre ellos (35.0 % y 25.0 % respectivamente) (cuadro 4).

El desarrollo del horizonte A fue menor en los perfiles que se encuentran en crestas (1, 6 y 7) (fig 3). Asimismo se observa que los perfiles ubicados en las laderas fueron los más profundos y tuvieron el horizonte A más desarrollado (excepto el perfil 2). En este perfil



2 se notó que la profundidad del horizonte O es de 5 cm en tanto que la del A es apenas de 15 cm y el AC es de 90 cm. La desproporción entre los horizontes se debe a un efecto de acarreo sobre la superficie de material del horizonte O.

El horizonte O del perfil 2 tuvo el mayor porcentaje (4.5 %) y el horizonte O del perfil 4 el menor (2.3 %) (cuadro 4). Con respecto al horizonte A el perfil 5 fue el de mayor porcentaje (51.8 %), y el perfil 2 con sólo (13.6 %). El horizonte AC encontró su mayor porcentaje en el perfil 1 (80.0 %) y el menor en el perfil 3 (60.3 %).

Las proporciones de los horizontes se vieron afectadas por la ubicación del perfil en cresta o ladera.

Debido a la reciente formación del suelo, no se encontraron motas y concreciones en los perfiles, solamente el perfil 1 mostró motas en el cuerpo del suelo que se identificaron como pedazos de grava fácilmente intemperizable.

La clase textural dominante fue migajón arenoso, y en el horizonte AC de los sitios 2, 3, 4 se encontró arena migajosa. La pedregosidad fue abundante en el horizonte AC de todos los perfiles. El tamaño varió desde gravilla hasta fragmentos de roca no intemperizada, que siempre mostraron formas angulares y subangulares. En tanto que en los horizontes O la pedregosidad fue escasa y de tamaño pequeño (gravilla). En cuanto a los horizontes A, sólo en el perfil 1 la pedregosidad fue escasa; en los demás la pedregosidad fue abundante y menor de 5 cm, con forma angular y subangular. Debido a la proporción de la fracción arena (56 a 64 %) no se encontró plasticidad en los horizontes del suelo, los poros fueron escasos y la permeabilidad alta.

La dominancia de raíces finas se encontró en los horizontes O y A, y ocasionalmente raíces gruesas superficiales. En el AC las raíces gruesas aparecieron con frecuencia y las finas sólo ocasionalmente. La estructura del suelo en los perfiles fue apenas perceptible, evidenciando la falta de desarrollo. En el perfil 1 se observó estructura grumosa en A y AC. Ya que la descripción de los perfiles se realizó en la época seca (febrero 1989) la humedad del suelo en todos los perfiles fue escasa. Por la misma razón se encontró que la consistencia del suelo en los perfiles estuvo suelta.

De acuerdo con la clasificación del Departamento de Agricultura de los E.U. (USDA, Soil Taxonomy 1975) los perfiles se ubican dentro del Orden Entisol, suborden Orthents. Que identifica al suelo como de reciente formación (Enti) con horizontes débilmente definidos y sin ninguna característica en especial (Orth).

## V.2 PROPIEDADES FISICAS DE LOS SUELOS EN LOS SITIOS DE MUESTREO

### V.2.1 Descripción del color del suelo

El color de las muestras de suelo en los sitios de muestreo, se ubican dentro del rango 7.5 yr y 10 yr en la escala del matiz amarillo-rojizo, la brillantez en seco osciló entre 6 y 4; en tanto que en húmedo, la variación fue de una unidad 4 y 3. La intensidad en seco varió de 6 a 3, y en húmedo la variación fue más amplia de 6 a 2.

### V.2.2 Densidad y Textura

Los valores de densidad aparente oscilaron entre 1.07 y 1.28 g/cm<sup>3</sup> y el valor promedio de todos los sitios fue de 1.17 g/cm<sup>3</sup>. El tamaño promedio de las partículas de suelo correspondió a 62% arena, 20 % arcilla, 18 % limo. La clase textural más común es migajón arenoso, pero cuando el valor de la arcilla es cercana al 20% se encontró clase textural tipo migajón arcilloso arenoso.

El coeficiente de variación para la fracción arenosa osciló entre 2.21 y 7.58 %. La fracción limo tuvo un rango de variación de 10.4% con un valor máximo de 15.57 % (sitio 3) y un mínimo de 4.68 % (sitio 7). La variación de las partículas arcillosas fue más amplia (12.36 % cuadro 5).

## V.3 ANALISIS QUIMICOS

Los análisis químicos de los suelos (cuadro 6) mostraron que el macronutriente más abundante fue el calcio (3495.1 kg/ha), seguido por nitrógeno total (3136.5 kg/ha), magnesio (579.2 kg/ha), potasio (496 kg/ha) y sodio (252.9 kg/ha) cuadro (6). El más escaso fue el fósforo (57.3 kg/ha), y tuvo el mayor coeficiente de variación (90.04 %). El valor máximo fue de 388.7 kg/ha y mínimo de 0.00. Entre los micronutrientes el manganeso tuvo un promedio de 158.5 kg/ha, seguido del zinc (20.5 kg/ha) y del hierro (19.4 kg/ha). Varios de los nutrientes presentaron C.V. mayores al 50%.

### V.3.1 Variación Temporal

De acuerdo con los resultados del análisis estadístico (cuadro 7), se puede ordenar a las variables en 2 grupos. Uno donde la causa de la variación temporal está determinada por un factor principal (Año o Estación), y otro donde la causa de la variación obedece a la interacción de ambos factores (A\*E). El primero está formado por el pH, el calcio, el fósforo asimilable y el manganeso. Mientras el segundo está formado por la materia orgánica, el sodio, el potasio, el magnesio, el nitrógeno total, el hierro y el zinc.

### V.3.1.1 Variación explicada por un factor principal

Se encontró que el valor promedio estacional de pH en 1987 (6.7) fue significativamente superior a su correspondiente en 1988 (6.4). Se aprecia que se mantiene cierto ordenamiento estacional, en donde abril, que corresponde a la sequía, siempre tiene un valor superior a los demás (fig. 4) y siendo éste significativamente mayor que el de los otros meses (prueba de Tukey  $p < 0.05$ ).

El calcio mostró variación estacional ( $p < 0.1$ ), y la distribución de los promedios estacionales en ambos años es similar. El valor más bajo se presentó en septiembre y no hubo diferencias entre las demás estaciones (fig. 5).

La concentración de fósforo asimilable varió entre años (fig 6). La media para el año de 1988 (63.82 kg/ha) fue mayor que la de 1987 (50.73 kg/ha). Aunque hay similitud en el ordenamiento de las medias estacionales en ambos años, la prueba de Tukey indicó que los valores de julio y diciembre (74.9 y 67.0 kg/ha, respectivamente) fueron mayores a los que se presentaron en septiembre y abril (41.2 y 46.0 kg/ha, respectivamente).

El factor anual fue significativo para el manganeso ( $p < 0.001$ ). La cantidad de manganeso medida en el año de 1987 (175.43 kg/ha) fue mayor que en 1988 (141.65 kg/ha) (fig 7).

### V.3.1.2 Variación explicada por la interacción de factores

La figura 8 muestra la ubicación de las medias estacionales de la materia orgánica durante el lapso de estudio. Se aprecia que no existe correspondencia entre los períodos de lluvias y sequía de un año con respecto al otro. El período de menor concentración en 1987 fue diciembre (54.5 kg/ha), y en 1988 el valor mínimo fue de 60.4 kg/ha en septiembre. La prueba del ANDEVA encontró diferencias significativas en el factor estacional ( $p < 0.05$ ) y en la interacción año-estación ( $p < 0.001$ ), esta última explica el 7.9 % de la variación temporal total de la materia orgánica.

En el caso del sodio el modelo estadístico temporal explicó el mayor porcentaje de variación (68.1 %; cuadro 7) lo que indicó una dinámica marcadamente estacional del nutriente. La influencia de la precipitación causa un efecto de dilución que se aprecia a partir de septiembre, mientras que en julio el sodio no solubilizado en los polvos atmosféricos se incorpora al suelo con la lluvia.

El potasio resultó un mineral muy sensible al modelo temporal, ya que el ANDEVA fue significativo para cada factor principal y la interacción A\*E. El mayor porcentaje de la varianza explicada ocurrió en la interacción (40%; cuadro 7) aunque los efectos principales también fueron significativos. La fig. 9 muestra que la cantidad anual de potasio fue mayor durante 1988 (530 kg/ha) que en 1987 (455 kg/ha) y no existe una secuencia definida de variación en los períodos estacionales de un año con respecto a otro. Por ejemplo, el mes de septiembre durante 1987 mostró el valor mínimo, mientras que 1988 ocupó el segundo sitio.

El magnesio, al igual que el potasio, fue significativo al modelo temporal, esté explicó un alto porcentaje de la varianza (36.6 %, cuadro 7). La fig 10 muestra que los promedios

son mayores en 1988 (730 kg/ha) que en 1987 (425 kg/ha). De forma similar al potasio la variación de los períodos de colecta son completamente diferentes en cada año. Por ejemplo, el mes de diciembre tuvo el mínimo en 1987 y el máximo en 1988.

En el caso del nitrógeno, la estacionalidad explica el 16.2 % de la variación ( $p < 0.001$ ), en tanto que la interacción explica sólo el 5.7% ( $p < 0.001$ ) cuadro 7. Los períodos de abril y diciembre, son los que marcan la influencia de la estacionalidad, (prueba de Tukey  $p < 0.05$ ) (fig. 11)

Tanto el hierro como el zinc (figs 12 y 13 respectivamente) mostraron interacciones significativas (cuadro 7). Sin embargo, el porcentaje total de la varianza explicada por el modelo temporal fue muy bajo 6% para ambos elementos ( $p < 0.05$ ) fig. 12 y 5.1 % ( $p < 0.01$ ), respectivamente.

### V.3.2 Variación Espacial

En el cuadro 8 se muestran los resultados del ANDEVA para cada factor espacial: sitio, ladera (exposición), profundidad y la interacción de los 3 factores, así como el porcentaje de la varianza explicada por cada factor ( $R^2$ ) y la  $R^2$  total del modelo para cada una de las determinaciones químicas que se le realizaron a las muestras de suelo.

El pH, la materia orgánica, el potasio, el calcio, los fosfatos, el nitrógeno total, el hierro, el zinc y el manganeso manifestaron diferencias significativas, entre los sitios.

El factor ladera sólo resultó significativo con respecto a la materia orgánica, el calcio y los fosfatos, mientras que el factor profundidad sólo afectó significativamente a la materia orgánica, el potasio y el nitrógeno total

De las interacciones entre los factores, sólo la interacción sitio-ladera resultó significativa en el caso de pH, la materia orgánica, el calcio y los fosfatos.

En general se puede decir que la  $R^2$  total del modelo espacial para las variables es menor en comparación a la  $R^2$  del modelo temporal (cuadro 8). Asimismo, podemos dividir a los nutrientes en sensibles y poco sensibles al modelo. Dentro del primer grupo se incluye al calcio, la materia orgánica, los fosfatos y el nitrógeno total, cuyos valores de  $R^2$  oscilan entre 42 y 25% respectivamente. Los demás elementos muestran valores que oscilan entre el 3 y 15 % de  $R^2$  total.

#### V.3.2.1 Variación debida al factor sitio

El pH mostró que el promedio más alto correspondió al sitio 4 (6.78) valor más cercano a la neutralidad, y le siguieron los sitios 3 y 2. El tercer grupo lo formó el sitio 7 a continuación los sitios 5 y 6. Los promedios entre estos grupos oscilaron entre 6.68 y 6.47. El valor más ácido se encontró en el sitio 1 (6.39) (fig. 14)

En cuanto a la prueba de Tukey ( $p < 0.05$ ) ésta señaló 4 grupos diferentes en su contenido de materia orgánica. El promedio más alto correspondió al sitio 3 (101.68 kg/ha), el segundo grupo correspondió a los sitios 7 y 4 con promedios de (76.96 y 71.04 kg/ha respectivamente), el tercer grupo lo formaron los sitios 2 y 5 (con promedios que oscilaron

entre 68 y 69 kg/ha). El grupo de menor promedio lo formaron los sitios 6 y 1 cuyo valor medio no rebasó los 60 kg/ha (fig 15).

El potasio se diferenció en 3 grupos; el mayor correspondió a los sitios 3 y 2, el grupo intermedio es para el sitio 1. El rango de variación se encontró entre 580 y 430 kg/ha. Los sitios ubicados en la cuenca 1 (sitios 1, 2 y 3) son significativamente mayores al resto de los sitios (fig 16).

Con respecto al calcio hay 3 grupos diferentes de acuerdo a la prueba de Tukey. El de mayor concentración correspondió al sitio 3 (5510 kg/ha), en el segundo grupo hay tres sitios; 4, 7 y 5 (3779 a 3548 kg/ha) y el grupo de menor concentración lo forman los sitios 1 y 2 (2771 a 2559 kg/ha)(fig.17)

La prueba de Tukey ( $p > 0.05$ ) mostró tres grupos de magnesio con diferencias significativas. El sitio 3 tuvo la concentración más alta (697 kg/ha) los sitios 1 y 2 la más baja (499 y 490 kg/ha, respectivamente). Los sitios intermedios fueron 7, 5, 4 y 6 cuyo promedio varió entre 652 y 539 kg/ha (fig 18).

Los valores de fósforo asimilable en los sitios fueron muy variables, por lo que se encontraron 5 grupos diferentes. El mayor correspondió al sitio 3 (109 kg/ha) y el menor al sitio 1 (30 kg/ha) (fig. 19).

La prueba de Tukey mostró cuatro grupos claramente diferentes en el contenido de nitrógeno total. Las medias entre los sitios variaron de 4750 a 2250 kg/ha, la mayor corresponde al sitio 3 y la menor al sitio 1 (fig. 20).

El rango de los promedios entre sitios fue pequeño en el caso de hierro (menor a 10 kg/ha). Correspondió al sitio 4 el promedio más alto 24.29 kg/ha y al sitio 7 el menor 15.68 kg/ha. (fig. 21)

Los valores de zinc son altos donde los de hierro son pobres y viceversa, a excepción del sitio 7. El rango de los promedios osciló entre 25 y 18 kg/ha que correspondieron a los sitios 6 y 2 respectivamente (fig. 22)

El promedio de manganeso en los sitios osciló entre 180 y 125 kg/ha que pertenecen al sitio 2 y 7 respectivamente (fig. 23) pero no presentó variaciones significativas en función de los factores considerados.

El cuadro 9 muestra la disposición de los sitios de acuerdo con la concentración de los diferentes nutrientes en orden descendente. Como se aprecia, existe una tendencia en el sitio 3 (parte baja de la cuenca 1) a manifestar las mayores concentraciones de nutrientes, exceptuando al fierro y el manganeso. Así mismo existe una tendencia del sitio 1 (parte alta de la cuenca 1) hacia los valores bajos excepto el potasio.

### V.3.2.2 Variación por el factor ladera (exposición)

El ANDEVA mostró que la exposición afectó a diferentes variables (la materia orgánica, el calcio y los fosfatos) pero siempre en la interacción con el factor sitio. La cantidad de materia orgánica en la ladera orientada hacia el norte es significativamente mayor (80.61 kg/ha) que la orientada hacia el sur (66.52 kg/ha) aunque esto no se cumplió en todos los sitios.

Al igual que en la materia orgánica en el caso del calcio y fósforo la ladera orientada hacia norte fue significativamente mayor a la ladera orientada al sur. Los valores fueron:

3925 y 3065 kg/ha con respecto al calcio y 69 y 47 kg/ha de los fosfatos ( $p < 0.001$ ) (fig 19).

#### V.3.2.3 Variación por la interacción sitio-ladera

En los casos mencionados (materia orgánica, calcio y fosfatos), el efecto de ladera dependió del sitio particular. Es decir, la variación del pH entre laderas se debió a las diferencias presentes en los sitios 1,4 y 6 (fig. 14) En el caso de la materia orgánica únicamente dos sitios contribuyeron a estas diferencias (fig. 15). Por el contrario el calcio sí presentó una variación más constante entre laderas ya que las diferencias fueron marcadas en cinco de los sitios estudiados (1, 2, 3, 4 y 5: fig. 17)

#### V.3.2.4 Variación debida a la profundidad

Sólo tres variables presentaron variación significativa con la profundidad: la materia orgánica, el potasio y el nitrógeno. Por ejemplo la materia orgánica de 0-10 cm fue en promedio de 79.3 kg/ha, mientras que en la de 10-20 cm fue de 67.8 kg/ha. Tanto para el potasio como el nitrógeno las cantidades de fueron mayores de 0-10 cm (524.6 kg/ha y 3372 kg/ha respectivamente) que en la profundidad de 10-20 cm ( 466 kg/ha y 2900 kg/ha respectivamente).

Cuadro 4. Profundidad (cm) de cada horizonte en los sitios de muestreo, entre paréntesis el porcentaje que representa cada horizonte con respecto a la profundidad total del perfil y su ubicación sobre la cuenca: cresta (C), ladera (L).

Perfil	HO	HA	HAC	Total	Ubicación
1	3 (2.7)	19 (17.8)	88 (80.0)	110	C
2	5 (4.5)	15 (13.6)	90 (81.8)	110	L
3	5 (3.6)	45 (32.1)	40 (6.3)	91	L
4	3 (2.3)	37 (28.2)	103 (69.5)	113	L
5	3 (2.7)	57 (51.8)	50 (45.5)	110	L
6	2 (2.8)	18 (25.7)	50 (64.5)	70	C
7	2 (2.8)	23 (32.8)	45 (60.4)	72	C
Media	3.3	30.6	66.6	100.0	
D.E.	1.1	14.8	24.0	23.7	
% C.V.	0.3	0.5	0.3	0.2	

Cuadro 5. Porcentaje de las partículas del suelo, su densidad en los sitios de muestreo y su variación, el valor de la D.E. se muestra entre paréntesis.

Sitio	Densidad g/cm <sup>3</sup>	Arena	C.V.	Arc.	C.V.	Limo	C.V.
1	1.1 (0.0)	56.0 (4.2)	7.5	25.5 (3.8)	15.0	18.5 (1.6)	8.9
2	1.1 (0.0)	60.0 (1.4)	2.3	21.5 (1.6)	7.7	18.5 (2.1)	11.7
3	1.1 (0.0)	64.5 (4.0)	6.3	18.0 (3.6)	15.5	17.5 (1.7)	9.5
4	1.1 (0.0)	65.0 (3.0)	4.3	19.0 (1.0)	5.3	16.0 (2.2)	15.3
5	1.2 (0.0)	66.0 (1.4)	2.1	19.0 (1.0)	5.3	15.0 (1.0)	6.7
6	1.2 (0.0)	61.0 (3.0)	5.4	20.5 (2.1)	10.6	18.5 (2.1)	11.8
7	1.1 (0.0)	64.0 (1.4)	2.2	18.5 (0.8)	4.6	17.5 (0.8)	4.9



**Cuadro 6.** Cantidad de nutrientes en los suelos de Chamela en los 20 cm de profundidad. La tabla contiene el promedio global de los datos temporales (año y estación) y espaciales (sitio, ladera y profundidad). Unidades expresadas en kilogramos por hectárea (excepto pH)  $n = 228$ . El fósforo analizado fue en forma de ortofosfatos y el nitrógeno incluye todas las formas (total).

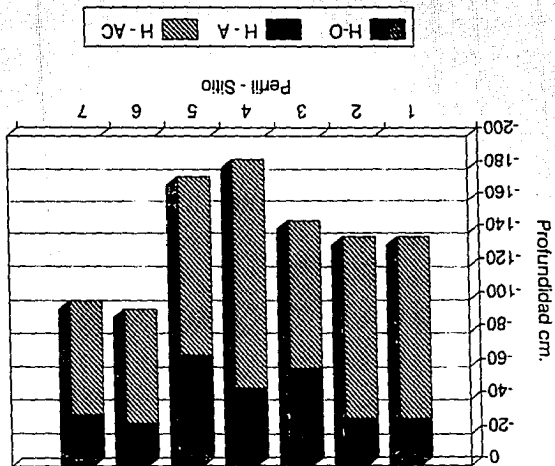
	Media	D.E.	Máximo	Mínimo	% C.V.
pH	6.5	0.4	7.8	5.3	6.5
M.O.	73.5	30.5	189.3	2.0	41.4
Na <sup>+</sup>	252.9	118.3	1070.1	50.9	46.8
K <sup>+</sup>	495.6	182.1	1070.1	76.7	36.7
Ca <sup>2+</sup>	3495.1	2087.7	18790.4	854.1	59.7
Mg <sup>2+</sup>	579.2	346.6	1637.0	61.4	59.8
PO <sub>4</sub>	57.2	51.5	388.7	0.0	90.0
N.T.	3136.0	1710.0	9362.2	709.4	54.5
Fe <sup>2+</sup>	19.4	10.4	51.6	2.4	54.0
Zn <sup>2+</sup>	20.5	16.9	91.0	0.0	82.4
Mn <sup>2+</sup>	158.5	81.1	674.0	27.0	51.2

**Cuadro 7** Análisis de varianza para cada variable donde se muestran el porcentaje de la varianza explicada por cada factor (A = año; E = estación) y la significancia (NS = no significativo; \* =  $p < 0.05$ ; \*\* =  $p < 0.01$ ; \*\*\* =  $p < 0.001$ ).

Fuente		A	E	A*E	R <sup>2</sup> total
pH	R <sup>2</sup>	0.130	0.075	0.015	0.220
	p	***	***	N.S.	
M.O.	R <sup>2</sup>	0.010	0.043	0.079	0.131
	p	N.S.	*	***	
Na <sup>+</sup>	R <sup>2</sup>	0.007	0.367	0.307	0.681
	p	N.S.	***	***	
K <sup>+</sup>	R <sup>2</sup>	0.041	0.085	0.402	0.528
	p	**	***	***	
Ca <sup>2+</sup>	R <sup>2</sup>	0.000	0.059	0.007	0.067
	p	N.S.	**	N.S.	
Mg <sup>2+</sup>	R <sup>2</sup>	0.187	0.068	0.366	0.620
	p	***	**	***	
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	R <sup>2</sup>	0.016	0.074	0.023	0.114
	p	*	***	N.S.	
N.T.	R <sup>2</sup>	0.013	0.162	0.057	0.233
	p	N.S.	***	***	
Fe <sup>2+</sup>	R <sup>2</sup>	0.009	0.012	0.039	0.060
	p	N.S.	N.S.	*	
Zn <sup>2+</sup>	R <sup>2</sup>	0.001	0.004	0.051	0.056
	p	N.S.	N.S.	**	
Mn <sup>2+</sup>	R <sup>2</sup>	0.043	0.006	0.019	0.069
	p	***	N.S.	N.S.	



Fig. 3 Profundidad de los perfiles de suelo en los sitios de muestreo.



Cuadro 9. Variación entre los sitios de muestreo en relación a cada variable. La ordenación de los sitios está en orden descendente.

Determinación

	Concentración						
	[ + ]						[ - ]
pH	4 >	3 >	2 >	7 >	5 >	6 >	1
M.O.	3 >	7 >	4 >	2 >	5 >	6 >	1
Na <sup>+</sup>	3 >	4 >	6 >	7 >	2 >	5 >	1
K <sup>+</sup>	3 >	2 >	1 >	4 >	5 >	6 >	7
Ca <sup>2+</sup>	3 >	4 >	7 >	5 >	1 >	2 >	6
Mg <sup>2+</sup>	3 >	7 >	5 >	4 >	6 >	1 >	2
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	3 >	4 >	5 >	7 >	6 >	2 >	1
N.T.	3 >	7 >	5 >	4 >	6 >	2 >	1
Fe <sup>2+</sup>	4 >	2 >	5 >	6 >	3 >	1 >	7
Zn <sup>2+</sup>	6 >	3 >	5 >	1 >	4 >	2 >	7
Mn <sup>2+</sup>	2 >	1 >	5 >	4 >	6 >	3 >	7

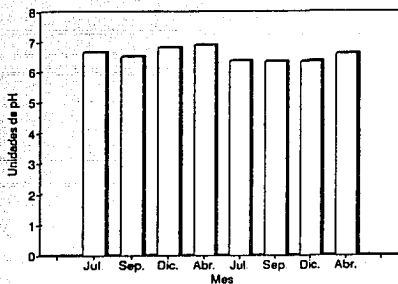


Fig. 4 Variación anual de pH en el suelo

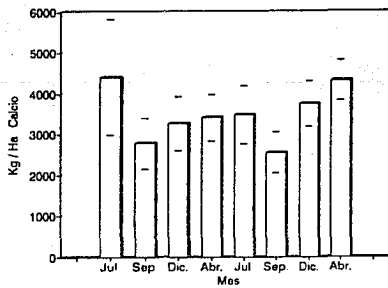


Fig. 5 Variación estacional de calcio en el suelo

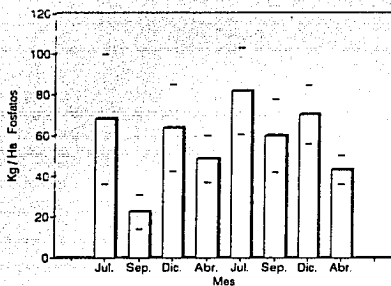


Fig. 6 Variación anual de fósforo asimilable

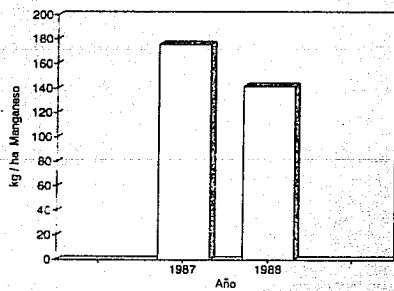


Fig. 7 Variación anual de manganeso asimilable

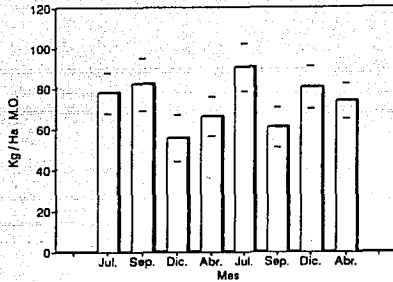


Fig. 8 Variación estacional de materia orgánica

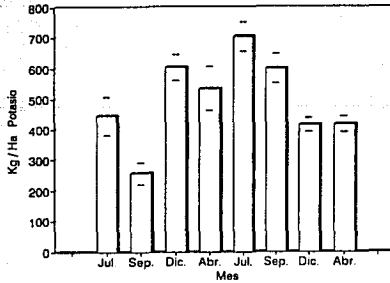


Fig. 9 Variación estacional de potasio intercambiable



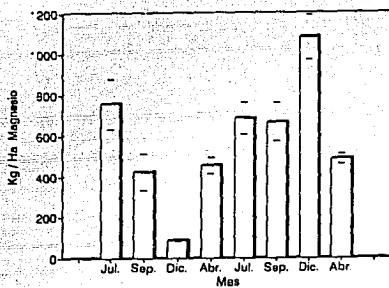


Fig. 10 Variación estacional de magnesio intercambiable

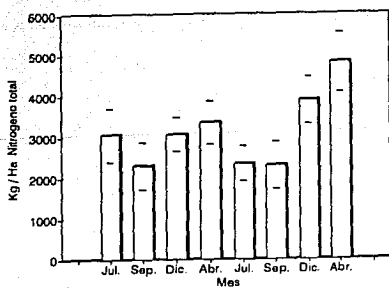


Fig. 11 Variación estacional de nitrógeno total intercambiable

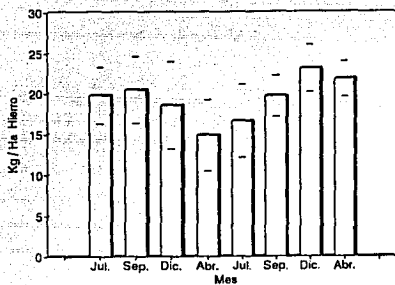


Fig. 12 Variación estacional de hierro asimilable

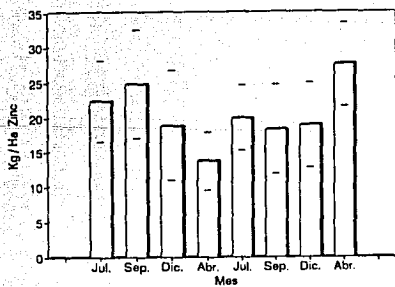


Fig. 13 Variación estacional de zinc asimilable

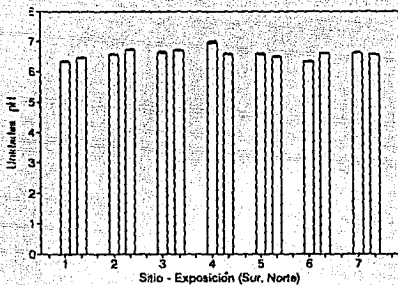


Fig. 14 Variación de pH por sitio-ladera

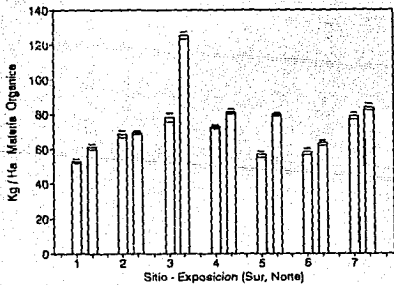


Fig. 15 Variación de materia orgánica por sitio-ladera

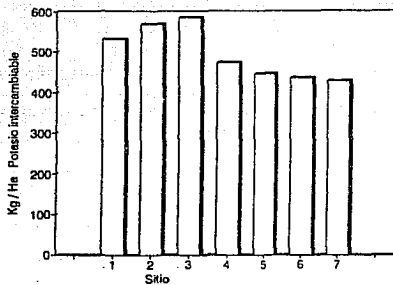


Fig. 16 Variación del sitio en potasio

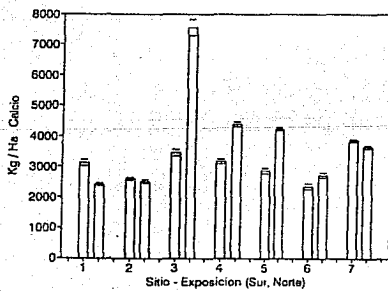


Fig. 17 Variación de calcio asimilable por sitio-ladera

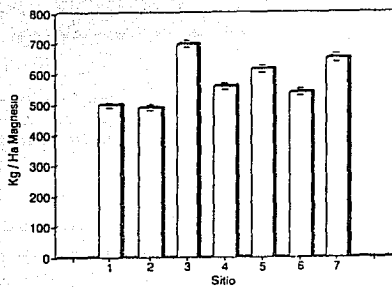


Fig. 18 Variación del sitio en magnesio

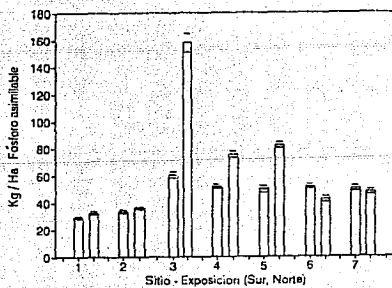


Fig. 19 Variación de fósforo asimilable por sitio-ladera

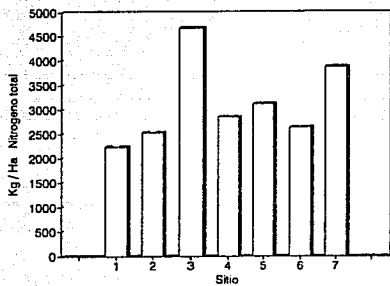


Fig. 20 Variación del sitio en nitrógeno total

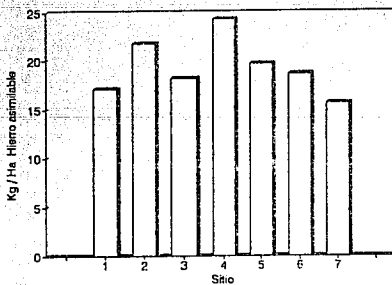


Fig. 21 Variación del sitio en hierro asimilable

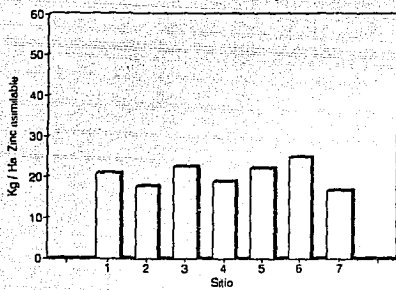


Fig. 22 Variación del sitio en zinc asimilable

## VI DISCUSION

### VI.1 PERFIL DEL SUELO

Los suelos clasificados como entisoles se consideran poco desarrollados por la ausencia de horizontes pedogénicos definidos y maduros. Tienen un epipedon ocríco (Buol 1977).

Las diferentes condiciones que originan los entisoles indican su perfil característico. Por ejemplo la ausencia de los horizontes pedogénicos se puede atribuir a:

- a) La presencia de material inerte a la formación de horizontes
- b) El material parental muy soluble que no deja residuos
- c) El material parental de reciente formación
- d) Las condiciones ecológicas que inhiben procesos biológicos en la formación del suelo (baja humedad y/o temperaturas bajas)
- e) Las pendientes cuyas velocidades de erosión exceden o igualan la formación del perfil. (Donahue 1981).

En Chamela se presentan varias de las características antes mencionadas en particular los incisos a, c, d y e por lo que a continuación se detallan.

#### a) Material parental resistente

El basamento del sistema de cuencas está formado por riolita, una roca ígnea extrusiva. Al igual que el granito, la riolita tiene textura gruesa. Los granos de textura gruesa insertados en la matriz de cuarzo son más pequeños debido a que esta roca tuvo un proceso de enfriamiento más lento de acuerdo con la serie de reacciones de Bowen (Leet y Judson 1975).

Por estas características y porque en la matriz de la riolita domina la ortoclasa, cuyo principal componente es el cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ), esta roca es por naturaleza resistente al intemperismo. La ortoclasa contribuye al desarrollo de suelos superficiales y de textura arenosa, tal como se observa en los horizontes descritos en este trabajo.

#### c) Material de reciente formación

La zona de estudio es geológicamente reciente. Durante el terciario emergieron las rocas volcánicas que formaron la costa occidental y en el período cuaternario se formaron los suelos de los litorales (INEGI 1985). De tal forma que los procesos pedogénéticos han tenido poco tiempo para constituir un suelo maduro a lo cual se agrega la condición del material parental.

No todos las selvas bajas se desarrollan sobre el mismo tipo de suelos. Por ejemplo, el bosque tropical seco de Guánica, Puerto Rico, las condiciones son diferentes. El basamento de caliza que dió origen al suelo proviene del Mioceno, la naturaleza del material parental y el tiempo en que se ha visto sometido a los procesos de formación del suelo se reflejan en la formación de un suelo más maduro (Murphy & Lugo 1986).



#### d) Condiciones ecológicas

La región de Chamela tiene un clima marcadamente estacional, la presencia de agua en el sustrato es determinante para los procesos químicos y biológicos en la formación del suelo. La precipitación en la región de Chamela es muy variable en su aparición y aporte. Por ejemplo en enero y febrero de 1992 se presentaron lluvias que aportaron 654 mm. Los patrones de la precipitación en la zona han sido descritos por Bullock (1986) y García-Oliva (1992). Estos muestran que existen diferencias entre los años, así como entre las regiones. Además la temperatura durante el período seco es baja, y los procesos de intemperismo biológico son estacionales.

Los eventos lluviosos no son consistentes, ni lo suficientemente intensos como para promover el intemperismo de la riolita, lo cual explica el que el suelo de Chamela no se haya desarrollado.

#### e) Pendientes que favorecen la erosión

El análisis del relieve hecho por Galicia (1992) revela que la formación donde se localizan las cuencas posee diversos tipos de pendientes. En particular aquellas que superan los 16° cubren el 68 % de una de las cuencas (1). Considerando la débil estructura del suelo, los flujos laminares de agua originan el transporte de sedimentos, particularmente en las zonas desnudas de vegetación (Maass 1988).

En el caso de Guánica (Murphy y Lugo 1986) la precipitación promedio anual es el doble de la de Chamela (1200 mm), esto junto con el material parental y el tiempo de formación del suelo marcan diferencias edáficas entre la selva de Chamela y la de Puerto Rico.

### VI.1.1 Relación entre los Horizontes

Las figuras 23a y 23b describen la relación entre los horizontes O y A, y entre los A y AC respectivamente. El desarrollo de los horizontes del suelo bajo condiciones ideales (poca pendiente, sin procesos erosivos etc.) se traduce en que la profundidad entre los horizontes muestra una tendencia lineal (fig. 23a) donde la línea recta indica que existe una relación directa de formación entre los horizontes. Así la profundidad del horizonte A con suficiente cobertura de material orgánico sería la fuente de arcilla para el horizonte B. La presencia de este horizonte supondría que la tasa de intemperismo sobre el material parental ha sido intensa y que por lo tanto debiera existir un horizonte C, junto con los A y B que son las partes que constituyen un suelo maduro.

La disposición de los sitios en las gráficas marca 2 grupos. Uno formado por los perfiles 1, 6 y 7 ubicados en crestas, y otro por los perfiles 3, 4 y 5 localizados sobre laderas. Por lo anterior, correspondería a los perfiles ubicados en las crestas evolucionar favorablemente a la formación de horizontes. Sin embargo, a excepción del perfil 1, son los de menor profundidad posiblemente por estar ubicados en laderas que rematan en una cresta convexa, de tal forma que el basamento está muy cercano a la superficie. Galicia (1992) encontró en la zona cercana al perfil 1 profundidades superiores a los 45 cm, el porcentaje de arcilla mayor a 25 % y el de limos supera 20%, en tanto que la retención de humedad del suelo es mayor al 40%. Estos resultados apoyan nuestro argumento de la relación entre los

horizontes e identifican a esta zona con la mayor probabilidad de que el suelo evolucione en sus horizontes.

Los perfiles localizados sobre ladera cuadro 4, son los más profundos. De lo anterior podemos explicar que la profundidad de los perfiles en cresta (exceptuando el 1) es menor porque la influencia de los procesos pedogénéticos no es determinante en su desarrollo, como se mencionó anteriormente.

En el caso de los perfiles de ladera, la profundidad no es un indicador de suelos mejor constituidos. La profundidad del horizonte A se explica porque parte de este horizonte es material de acarreo proveniente de la parte superior de la ladera, ya que, el movimiento del material está favorecido por la pendiente. La presencia de la grava de aristas agudas en este horizonte así como la falta de estructura en el perfil son elementos de apoyo para este razonamiento.

Con base en la descripción de los perfiles podemos sugerir que:

1) La profundidad de los perfiles, la escasa definición de horizontes de diagnóstico, la abundante presencia de grava y la débil estructura, indican que la selva baja caducifolia de Chamela descansa sobre suelos poco desarrollados debido a la alta resistencia de la riolita al intemperismo.

2) Las condiciones ambientales no son lo suficientemente intensas ni consistentes para promover el intemperismo del material parental.

3) La relativa juventud del material parental es un factor importante que explica el bajo desarrollo del suelo.

4) La principal fuente de nutrientes es el horizonte O siendo que el aporte por intemperismo es pobre de acuerdo al material parental. El horizonte O varía en profundidad, las diferencias en su grosor guardan relación con el aporte de la hojarasca de la vegetación y la tasa de descomposición en cada sitio.

5) Las características de la cobertura están relacionados con la ubicación del perfil: en las crestas (ubicados a mayor altitud), abundan las especies micrófilas (Alfredo Pérez com. per.) ya que la radiación es alta y hay menor humedad (Galicia 1992). En contraste, los perfiles de ladera tienen especies de hojas más anchas y menos coriáceas.

#### VI.1.2 Raíces en el Perfil

En todos los perfiles la mayor densidad de raíces finas aparece en el horizonte O y en los primeros centímetros del horizonte A. Los datos publicados por Castellanos et al. (1991) en una zona cercana a las cuencas confirman las descripciones de este trabajo. La presencia de raíces finas en el horizonte O tiene efecto en la economía de nutrientes, principalmente en las selvas tropicales, evitando la pérdida por lixiviación. Lugo (1986) y Singh (1989) indican que el argumento es válido para los bosques tropicales secos. En tanto Jordan (1978) y Stark (1970) postulan este principio de regulación para los bosques tropicales húmedos.

### VI.1.3 Clasificación del suelo

El tipo de suelo donde se desarrolla el bosque tropical húmedo, se ha relacionado con el origen y la cantidad de nutrientes que aportan a la nutrición vegetal (Vitousek y Sanford 1986). Ellos consideran a los entisoles como suelos poco fértiles y muy arenosos. Los datos de nutrientes en el suelo de Chamela no concuerdan completamente con las conclusiones de Vitousek y Sanford, debido a que nuestros resultados de materia orgánica, calcio y nitrógeno son más altos que en los entisoles analizados en otros sistemas tropicales.

El suelo en otros bosques tropicales secos ha sido clasificado taxonómicamente. En Guánica Puerto Rico se definió como Inceptisol Arcilloso (de acuerdo a la Soil Taxonomy de la U.S.D.A.) proveniente de calcitas del Mioceno (Murphy & Lugo 1986). En la región de Chandrapabha India, Singh (1989) lo clasificó como un Ultisol residual altamente lavado por las lluvias.

## VI.2 PROPIEDADES FÍSICAS

### VI.2.1 Textura

Lutz (1972) examinó las propiedades físicas de los suelos tropicales de América. Encontró que la clase textural dominante fue: arena, arena-migajosa y migajón-arenoso en regiones con estación de soqúa. En las regiones húmedas encontró que la textura fue arcillosa o arcillo arenosa. Los trabajos de Oliveira (1968) y Resck (1981) en América del Sur confirman los resultados de Lutz.

En el caso de otros bosques tropicales secos. Murphy & Lugo (1986) reportan para Guánica una textura arcillosa hasta los 70 cm de profundidad, y migajón-limoso a mayor profundidad. Por su parte, Singh (1989) reporta textura migajón-arenoso para el suelo de origen residual en la región de Chandrapabha, India.

Texturalmente están más relacionados los suelos de Chamela con los de Chandrapabha. Sólo difieren en que la fracción arcillosa es superior en los suelos de las cuencas. Esta fracción prevalece aún en suelos con diferentes grados de pastoreo de acuerdo con los resultados obtenidos por García-Oliva (1992) para muestras de suelo cercanas a la estación.

### VI.2.2 Densidad Aparente

El valor de la densidad aparente está influenciado por la fracción arenosa. Como se mencionó en los resultados, el promedio de arenas en los suelos es de 62 %. El rango de densidad aparente en Chamela es de 1.07-1.28 gr/cm<sup>3</sup> es ligeramente menor al rango reportado para Chandrapabha (1.23-1.30 gr/cm<sup>3</sup>), aún cuando estos suelos son de material residual (Singh 1989). La dominancia de textura arenosa en el suelo no muestra variaciones contrastantes con la profundidad. Por el contrario, la influencia de la fracción arcillosa se aprecia en el suelo de Guánica (0.33-0.87 gr/cm<sup>3</sup>) en la capa superficial y se incrementa con

la profundidad ( $1.30 \text{ g/cm}^3$ ). El incremento en la densidad aparente con la profundidad sugiere que la selva de Guánica se encuentra sobre un sustrato mejor constituido en relación a la selva de Chamela.

### VI.2.3 Color del Suelo

El color del suelo es un indicador de las condiciones que le dieron origen (Donahue 1981). El color indica diferencias de materia orgánica cuando adquiere matices más oscuros. Esta condición se aprecia en las muestras del sitio 3 de la ladera orientada hacia el norte en las dos profundidades. El color de estas muestras se debe a los altos contenidos de materia orgánica. El color dominante en el suelo es el café amarillento aún cuando hay diferencias en la cobertura durante la sequía. Sin embargo, con la aparición de la lluvia y la descomposición de la hojarasca, en los sitios 4 y 5, y en menor proporción el sitio 2, los suelos se oscurecen por el efecto de la melanización de la materia orgánica, disminuyendo ligeramente el valor del matiz. El tono amarillo-rojizo encontrado en el sitio 1 se explica por la mayor exposición a la radiación en este sitio (60-70 % en época lluviosa, Galicia 1992) que está ubicado en la cresta plana de la cuenca 1. Así los procesos de oxidación-reducción en los minerales de los minerales ferrosos los ubican en esa escala cromática Millar (1980).

Por el contrario Singh (1989) determinó suelos café rojizos 5 Y/R 4/4 en Chandrabhabha cuyas condiciones ambientales son temperatura media anual de  $23 \text{ }^\circ\text{C}$  y 1050 mm anuales de lluvia.

### VI.3 NUTRIENTES EN EL SUELO

En los ecosistemas tropicales la incorporación de nutrientes al suelo depende principalmente del contenido de minerales provenientes de la caída de la hojarasca y de la tasa de descomposición del mantillo. La cantidad de hojarasca y de mantillo reflejan la productividad del ecosistema (Ovington 1961).

Los nutrientes se distribuyen diferencialmente en los componentes de la hojarasca y del mantillo, siendo más abundantes en la fracción foliar de ambos (Mueller-Dombois et al. 1984 y Leigh et al. 1975).

En Chamela los nutrientes incorporados al suelo vía hojarasca se encuentran principalmente en la hojarasca. La fracción foliar aportó  $161.5 \text{ kg/ha}$  de nutrientes en el año de 1982 (Esteban 1986). El contenido de minerales ( $\text{kg/ha}$ ) de la hojarasca fue el siguiente: N (54.86), Ca (44.3) > Mg (28.9), K (23.46), Na (5.96), P (0.3). Comparando esta secuencia con la de los nutrientes en el suelo, se observa que a excepción del nitrógeno y del sodio el ordenamiento en cuanto a su abundancia en el suelo es muy similar. Ello sugiere que la hojarasca tiene una influencia clara en la incorporación de los nutrientes al suelo.

Los valores encontrados para el potasio son bajos en relación a otros ecosistemas similares por la falta de horizontes más evolucionados que le confieran mejor estructura al suelo.

Los valores de sodio en Chamela están influenciados por la cercanía del océano, la que determina la depositación atmosférica en forma de polvo y por su incorporación al suelo en el período lluvioso.

La alta cantidad de calcio encontrada en el suelo se puede explicar por la abundancia de este elemento en la hojarasca, por la presencia de ortoclasa en la riolita y porque el calcio incorporado por la degradación del mantillo y la lluvia al suelo, no circula tan rápido como otros nutrientes en los compartimentos del ecosistema (Golley 1975). Además el calcio y el magnesio son los nutrientes dominantes de las bases intercambiables en los suelos tropicales que no se han intemperizado por completo (Edwards 1982, Golley 1978). Otro factor que influye en la concentración de calcio y magnesio es que la tasa de reciclaje de los nutrientes varía. Por ejemplo, se ha encontrado que en bosques tropicales húmedos la tasa de reciclaje del calcio y magnesio es más lenta (51.2 y 30.6 años respectivamente) en comparación a la del fósforo y potasio (1.8 y 1.9 años respectivamente) (Golley 1975).

El fósforo es un mineral escaso en casi todos los ecosistemas tropicales siendo su contribución atmosférica despreciable (Jordan 1985). Aunque su abundancia en el material parental es menor en relación a otros nutrientes como el calcio, el magnesio y el potasio, es el intemperismo la fuente más importante de fósforo en los ecosistemas tropicales y su disponibilidad depende de los procesos de reciclaje por la vegetación. Allen (1985) menciona que la principal fuente de fosfatos al suelo es la materia orgánica, pero indica que la asimilación de los microorganismos se traduce en un abatimiento de las formas disponibles.

El fósforo es un mineral que se usa como indicador de la fertilidad del suelo (Donahue 1981). Vitousek y Sanford (1986) indican que el fósforo en bosques tropicales sobre suelos infértiles está poco disponible debido a la inmovilización por los descomponedores. Existen, sin embargo, bosques tropicales donde los suelos son ricos en fósforo como en Sunnam (Stark 1970), San Carlos Venezuela (Golley 1978) y Chandraphabha India (Singh 1989). Estos suelos no son fértiles de acuerdo con el criterio de Vitousek & Sanford, debido a que los dos primeros están clasificados como Oxisoles (suelos con abundancia de óxidos de hierro y aluminio) y el tercero como Ultisol (último estado de evolución de un suelo). Los suelos de Chamela aún no desarrollan horizontes de diagnóstico y tampoco muestra procesos de degradación. Sin embargo, los resultados muestran que la cantidad promedio de fósforo asimilable es superior a suelos maduros, como sucede con otros suelos apenas muestran indicios de fosfatos: Guánica Puerto Rico (Murphy & Lugo 1986) que es un Inceptisol arcilloso, Amazonia Brasil (Stark 1978), pero tienen abundancia de otros nutrientes como nitrógeno.

De lo anterior podemos asumir que la disponibilidad no está limitada estrictamente por el grado de evolución del suelo, sino más bien por las condiciones químicas y biológicas que se derivan de su desarrollo. Por ejemplo, la acidez de los suelos amazónicos que precipita los minerales fosfatados en plintita y el bloque de la asimilación de los fosfatos por parte del aluminio intercambiable. En los suelos alcalinos, como Guánica, la presencia de iones carbonatos precipitan las formas asimilables de los fosfatos. En Chamela la condición de neutralidad de la solución del suelo no es una limitante para su asimilación. Por lo tanto este suelo no encaja dentro de los criterios de Vitousek y Sanford (1986) que han desarrollado para suelos tropicales húmedos.

La concentración de nitrógeno es similar a otros bosques tropicales húmedos amazónicos (cuadro 10). Al parecer se debe a la dominancia de especies de leguminosas como *Caesalpinia eriotachys*. Vitousek (1984) indica que la abundancia de las leguminosas fijadoras de nitrógeno en las selvas tropicales son responsables de la cantidad de nitrógeno disponible.

### VI.3.1 Variación Temporal de los nutrientes

#### VI.3.1.1 Diferencias entre años

El período anual representado en este trabajo no puede generalizarse. De acuerdo con Bullock (1986) y García-Oliva *et al.* (1992) la frecuencia y aparición de las lluvias en la zona del Pacífico tiene grados muy altos de variabilidad. De tal manera que la concentración de los minerales en el suelo depende de la intensidad y frecuencia de las lluvias que se presenten en determinado año.

La cantidad de lluvia que se presentó en cada año y la forma en que ésta se distribuyó puede ser la causa de las diferencias de la abundancia de nutrientes entre los años. Como se muestra en la fig. 24, la cantidad de lluvia en 1987 es menor aproximadamente por 200 mm en comparación a 1988. El año de 1988 fue significativamente mayor en todas las determinaciones excepto en pH y manganeso. El valor superior de los nutrientes se debe a que la lluvia hace disponibles a los nutrientes en la solución del suelo. El valor ligeramente ácido de pH en 1988 se explica porque debido a la mayor cantidad de iones hidrógeno provienen de la precipitación y porque la degradación de la materia orgánica va acompañada por la liberación de ácidos orgánicos que acidifican el suelo (Brady 1974, Ortiz Villanueva 1977).

No se encontró un efecto apreciable de la lluvia en los micronutrientes. Aunque la disminución de manganeso en 1988 probablemente se deba a la lixiviación de este elemento del suelo. Golley (1975) observó el mismo efecto sobre el manganeso en el bosque tropical húmedo de Darién.

#### VI.3.1.2 Variación estacional

##### Inicio del Ciclo

De los períodos estacionales, en el mes de julio, que representa el inicio del período lluvioso, la lluvia tiene influencia directa en todos los nutrientes en el suelo, ya sea por la forma en que adiciona nutrientes o por la dinámica particular de cada nutriente en el suelo una vez que se encuentran en solución.

La adición de los polvos atmosféricos depositados en la temporada seca, la reactivación de la actividad biológica en el suelo, más los que se incorporan por lluvia indirecta y escurrimiento de los troncos, se suman a los minerales que se liberan de la degradación de la materia orgánica.

Con base en lo anterior, los resultados encontrados en este trabajo revelan que se forman 3 grupos de nutrientes en relación a su grado de respuesta al inicio del período lluvioso:

- 1) Los que son incorporados al suelo por disolución de los polvos atmosféricos, y el lavado de las hojas de los árboles como es el caso sodio y el potasio. La cantidad de potasio que se incorpora a la selva por esta vía es particularmente alta en los primeros eventos lluviosos (I. Velázquez; com. per.) y presenta un decremento si los eventos son muy cercanos en el tiempo. La incorporación de potasio por lluvia infiltrada hacia el suelo se considera como un aporte significativo a la fertilidad del suelo (Jordan 1978, Golley 1975).
- 2) Los que provienen de la descomposición del material de origen orgánico del suelo (materia orgánica, calcio, magnesio, fosfatos y nitrógeno)
- 3) Los que son indiferentes en su concentración a la presencia de agua (micronutrientes).

Los eventos anteriores se traducen finalmente en la disponibilidad de los nutrientes en este período, que indican que se ha iniciado el ciclo biológico en la selva baja caducifolia.

#### Cambios durante el período lluvioso

Los períodos posteriores al inicio de lluvia, septiembre que corresponde al mes donde se presenta con frecuencia el pico lluvioso y diciembre el período de lluvias invernales, presentan para el suelo los niveles mínimos de disponibilidad de nutrientes con excepción de magnesio y nitrógeno total. Esto puede deberse a que durante este lapso la tasa de absorción radicular y la pérdida de nutrientes vía lixiviación es alta por la presencia de escorrentías (Cervantes 1988, Maass 1988, López 1992 y Velázquez com.per.). De lo anterior, se concluye que en este período la estancia de los nutrientes en el suelo es corta debido a que están circulando hacia otros compartimentos del ecosistema. También se ha reportado que la asimilación de fósforo y potasio es más alta en la época lluviosa que la de calcio y magnesio (Jordan 1985, Golley 1975).

A pesar de que la tasa de descomposición de la materia orgánica disminuye, las pérdidas de nutrientes se compensan por un segundo aporte entre septiembre y diciembre. Martínez-Yrizar (1984) encontró que el comportamiento de la hojarasca muestra dos picos de acumulación. Los picos reportados corresponden a las concentraciones de minerales que aparecen posteriormente en el suelo en los períodos de julio y diciembre.

Durante el septiembre se observa una tendencia de disminución gradual del calcio, el magnesio y el fósforo asimilable. El sodio y el potasio descienden abruptamente, posiblemente por el efecto de dilución de la lluvia que son más frecuentes en este mes. Con respecto al potasio, la baja concentración en el suelo se explica por el lavado de este mineral del suelo. La concentración de potasio en las muestras de escorrentía es muy alta en este mes (Velázquez com.per.); por otra parte, la solución del suelo hace disponible este elemento para la asimilación vegetal que lo requiere para sostener sus procesos fisiológicos.

La importancia de la presencia de la lluvia en el bosque tropical seco se ha estudiado en la India por Misra (1972) y Singh (1989). Concluyen que la disponibilidad de agua es el principal factor limitante, por lo que la cantidad de nutrientes en el suelo que pueden

incorporarse a la biomasa, dependen de las condiciones ambientales que favorecen o inhiben la humedad del suelo.

#### Período de Sequía

El período de sequía cierra el ciclo biológico en cuanto al movimiento de los nutrientes en el suelo.

Las cotas estacionales de pH y nitrógeno total son más altas en este lapso. Durante abril, el valor de pH es más alto, es decir, más cercano a la neutralidad, lo cual es lógico ya que en la época seca han cesado los procesos de movimiento de nutrientes y no hay iones hidrógeno provenientes del agua de lluvia.

La cantidad máxima de nitrógeno total en este período podría explicarse porque en el suelo han quedado restos del nitrógeno no asimilado y no hay demanda de la vegetación de este mineral ya que se encuentra sin hojas y en estado de latencia. Además, la muerte de microorganismos en este período incrementa el nitrógeno en el suelo, y no hay pérdida de nitratos y amonio y los valores en el suelo son altos (García-Méndez 1991).

Esteban (1986) reporta que el mayor aporte de nitrógeno por parte de la fracción foliar de la hojarasca ocurre en el período de noviembre a enero; lo mismo ocurre para el calcio (período de lluvia invernal). En cambio, el aporte de sodio, potasio, magnesio y fósforo sucede en el período de febrero a abril (en la sequía). Los resultados de Esteban coinciden con las concentraciones de los nutrientes mencionados en las variaciones estacionales suelo.



### VI.3.2 Variación espacial

#### VI.3.2.1 Variación entre sitios

En la elaboración del diseño experimental, se eligieron 5 cuencas sobre una formación orográfica común con el objeto de disminuir la variabilidad en la medida de lo posible. Bajo este antecedente se esperaba que la variación espacial de los nutrientes en el suelo de los sitios de muestreo disminuyera, considerando el basamento es el mismo en todos los sitios y la vegetación dominante es la selva baja caducifolia, aunque se reconocen dentro de los sitios especies de selva baja subcaducifolia.

La variación espacial de los nutrientes en el suelo se puede deber a la influencia de dos componentes: 1) El abiótico, formado por las propiedades físicas del suelo y la forma del relieve en los sitios de muestreo y 2) el biótico, constituido por la calidad y cantidad de hojarasca que recibe el suelo de cada sitio y la asimilación diferencial de los nutrientes por los requerimientos de las especies a diferentes tiempos.

La forma del relieve en los sitios de muestreo no es homogénea; la pendiente, la altitud, y el efecto de sombra afectan diferencialmente a los sitios. Galicia (1992) evaluó en la cuenca (1) el efecto de los factores mencionados.

Entre las variables más relevantes que pueden afectar la disponibilidad de nutrientes espacialmente, se encuentran los siguientes: la fracción arenosa del suelo es afectada por el relieve, particularmente con la altitud, donde se encontró una relación inversa, al igual que con la materia orgánica. Por el contrario, la fracción arcillosa y la capacidad de retención de agua alcanzaron los valores más altos a mayor altitud dentro del cauce de la cuenca, al igual que lo reportado por (Galicia 1992).

En el otro extremo del gradiente altitudinal se encuentra que la dominancia de la fracción arenosa, que es la fracción del suelo que retiene poca humedad y nutrientes, pero los espacios porosos y la aireación hacia el interior del perfil del suelo permiten drenar rápidamente la solución del suelo. Sin embargo la presencia de materia orgánica funciona como fuente de nutrientes en estos sitios.

El estudio de descomposición del mantillo realizado por Patiño (1990) demostró que la tasa de descomposición es significativamente diferente entre los sitios. Esto se debió a la influencia del componente ramas, ya que la fracción foliar del mantillo no mostró diferencias significativas en la tasa de descomposición. De lo anterior, podemos suponer que el efecto acumulado de los procesos de descomposición se traducen en la incorporación de nutrientes provenientes del mantillo, lo que marca diferencias de minerales entre los sitios.

Sin embargo, aunque no existan diferencias en la tasa de descomposición foliar, la calidad (hojas muy coriáceas o de textura suave) del material que se incorpora si puede marcar diferencias espaciales. Esteban (1986) reporta que la fracción foliar es la que incorpora más nutrientes y si es diferente entre los sitios en cantidad y calidad mineral

El gradiente altitudinal tiene repercusiones en los factores ambientales, que se reflejan en algunos casos en la vegetación. De tal forma que en los sitios ubicados en las crestas,

donde abundan las especies micrófilas y espinosas, existe un suelo de menor contenido mineral en relación a aquellos sitios localizados en las pendientes, donde hay especies arbóreas de hoja de ancha.

La variación en composición vegetal puede estar asociada a mecanismos diferenciales en el uso de nutrientes por parte de las plantas (Golley 1975). Esto significa que dicho uso puede contribuir a incrementar a través del tiempo, las diferencias en cuanto a los procesos asociados a la descomposición y mineralización de los nutrientes.

Con base en lo anterior, se puede decir que los factores responsables de la variación espacial de los nutrientes en el suelo son los siguientes:

- 1) La posición y ubicación del sitio dentro del sistema de cuencas.
- 2) El relieve, que determina zonas bien definidas donde las propiedades físicas de los suelos se ven afectadas.
- 3) Las condiciones microambientales originadas por el relieve (e.g. humedad relativa y radiación).
- 4) La calidad y cantidad de la hojarasca que influye en la incorporación de los nutrientes al suelo.
- 5) La diferencia potencial en el uso de nutrientes por parte de las especies vegetales.

#### VI.3.2.2 Efecto de la profundidad

Se esperaría que la mayoría de los nutrientes estuviesen más concentrados en la primera profundidad (0-10 cm) ya que la materia orgánica mineraliza muy cerca de la superficie del suelo y por la mayor abundancia de las fracciones arcillosas donde se realiza el intercambio catiónico (Brady 1974). Murphy & Lugo (1986) encontraron que en Guánica los nutrientes son más abundantes en la primera capa de 0-15 cm en relación que en la 15-30 cm. Excepcionalmente se encuentran concentraciones altas a mayor profundidad, como en los suelos de Nueva Guinea, pero esto corresponde a suelos con alto contenido de materia orgánica y contenido de humedad adecuado para promover la melanización del suelo sin que la lixiviación sea intensa (Grubb 1982).

García-Oliva (1992) determinó que existen diferencias significativas entre nutrientes en rangos de 2 cm de profundidad considerando la profundidad de 0 a 12 cm, exceptuando al sodio disponible y el fósforo total. En el presente trabajo se encontraron diferencias significativas para el caso de la materia orgánica, el potasio, el calcio y nitrógeno total. Pero el trabajo de García-Oliva deja evidencia de que la capa superficial es significativamente más alta en minerales.

#### VI.3.2.3 Efecto de Ladera

Patiño (1990) encontró diferencias significativas en la cantidad total de mantillo entre las laderas. La que está orientada hacia el norte tuvo un valor medio (8687 e.s. 336 kg/ha) que la orientada hacia el sur (6597 e.s. 282 kg/ha).

Galicia (1992) estimó que debido a la orientación del sistema de cuencas y por la presencia de una falla, la ladera orientada hacia el norte esta más tiempo expuesta a la radiación solar en el ciclo anual, por lo que existe un efecto de sombra de la ladera orientada hacia el norte sobre la ladera orientada hacia el sur.

Las diferencias encontradas en el contenido mineral del suelo debido a la exposición apoyan que la orientación de la ladera puede ser determinante. Sin embargo, la orientación sólo afectó la cantidad de materia orgánica, calcio y fosfatos y no en todos los casos. Esto sugiere que existen condiciones bajo las cuales la orientación de la ladera no es determinante para el contenido mineral del suelo.

Fuente	pH	% M.O.	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	N.T.
Jamaica Tanner (1977)	4.1	17.9	2	23	608	132	-	4500
Surinam Stark (1978)	3.5	3.5	18	84	50	60	113	2620
N. Guinea Edwards (1982)	-	-	-	403	3750	682	16	19200
S. Carlos Golley (1980)	-	-	-	30	70	30	230	2760
Manaus Klinge (1976)	-	-	10	20	0	10	20	1500
Brasil Stark (1978)	4.4	4.4	15	45	11	6	>2	1577
Guánica Lugo (1986)	7.8	23.2	-	408	4709	909	6	11300
Chamela este trabajo	6.5	2.4	103	201	2841	470	23	1482

Cuadro 10

Comparación de los nutrientes del suelo en Chamela con otros sistemas tropicales. Las cantidades están expresadas en partes por millón, excepto pH y materia orgánica (M.O.) está última en porcentaje (%).

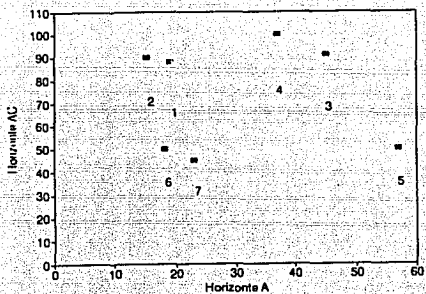


Fig. 23a Relación entre los horizontes A y AC de los perfiles de suelo

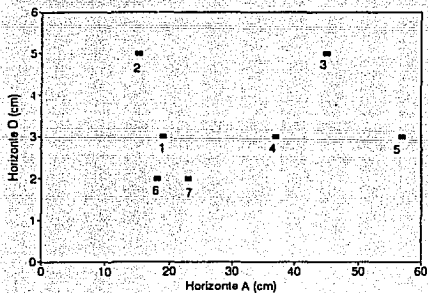


Fig. 23b Relación entre los horizontes O y A en los perfiles de suelo

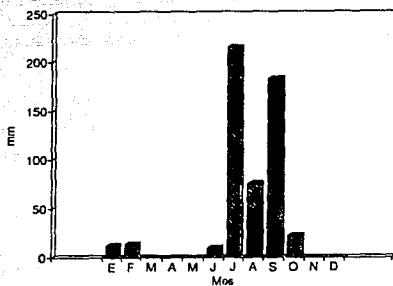


Fig. 24a Distribución de la lluvia durante 1987

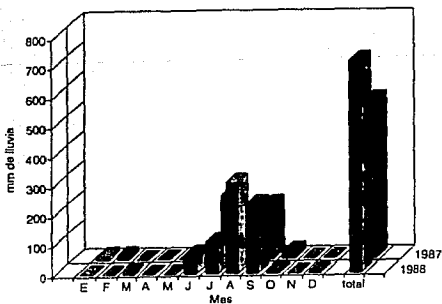


Fig. 24b Distribución de la lluvia durante 1988

## VII Conclusiones

De acuerdo a los resultados obtenidos en este estudio se puede concluir lo siguiente:

- 1) No obstante que existen variaciones físicas y químicas entre diferentes sitios de muestreo ubicados en las cuencas hidrológicas bajo estudio, todos los suelos se ubican dentro del orden de los entisoles.
- 2) A pesar de su poco desarrollo, los suelos de las cuencas hidrológicas de Chamela poseen niveles de nutrientes por encima del promedio reportado para otras localidades tropicales. Dado lo anterior, no se debe considerar a dichos suelos como infértiles.
- 3) La cantidad de fosfatos en el suelo es baja, y dada su importancia en el crecimiento de las plantas, se sugiere que su baja disponibilidad constituye un factor limitante al crecimiento de la vegetación.
- 4) La variaciones temporales en el contenido de micronutrientes en el suelo difiere de la observada para los macronutrientes; cuando unos están más disponibles, los otros se encuentran menos disponibles.
- 5) A diferencia de los micronutrientes, los macronutrientes disminuyen en concentración con la profundidad.
- 6) La disponibilidad de los nutrientes en el suelo depende de la alternancia y la duración de los períodos de lluvia y de sequía, así como de la mineralización de la hojarasca acumulada en el suelo. Así por ejemplo, para el caso del P, el Ca, y el Mg las concentraciones máximas se encuentran al comienzo de la temporada de lluvias.
- 7) La alta variabilidad tanto intra como interanual en los patrones de distribución, intensidad y duración de la lluvia hacen más marcada las diferencias anuales en los patrones de disponibilidad de nutrientes en el suelo. Frecuentemente, dichos patrones se explican más en base a las características de lluvias de años anteriores, que las del año en curso.
- 8) El factor estacional, más que el anual, determina la dinámica de los macronutrientes del suelo. La magnitud de las oscilaciones de los nutrientes en el ciclo anual dependen de cuándo se inicia el período lluvioso y qué tanto dura, así como de la presencia y duración de la canícula. Mayores oscilaciones ocurren cuando la canícula es muy prolongada, cuando la precipitación se concentra en muy pocos meses, o cuando la temporada de lluvias se adelanta o se retrasa significativamente.
- 9) La localización de los sitios explica en parte la variación del contenido de nutrientes entre ellos debido a que las condiciones ambientales varían altitudinalmente y también a lo largo de

la formación orográfica, lo que se traduce en la variación espacial. Así por ejemplo, los sitios localizados en el pié de monte son más ricos en nutrientes que los localizados en las partes más altas.

10) Finalmente, la exposición (efecto de orientación de ladera) también explica parte de la variación espacial en el contenido de nutrientes, reflejando una mayor abundancia relativa de éstos en las ladera orientada hacia el norte.



## VII Bibliografía

- Allen J.C. 1985. Soil response to forest clearing in the United States and tropics: Geological and Biological factors. Biotropica 17: 15-27.
- Arnon, D.I. and P.R. Strout. 1939. The essentiality of certain elements in minute quantity for plants in special reference to copper. Plant Physiology. 14: 371-375.
- Barber, S.A. 1962. A diffusion and mass flow concept of soil nutrient availability. Soil Sci.93:39-49.
- Bates, R.G. 1959. Electrometric pH Determinations. Jhon Willey & Sons, Inc., New York.
- Baver, L.D. 1956. Soil Physics, Ed. 3. Jhon Willey and Sons Inc., New York.
- Bidwell, R.G.S. 1980. Plant Physiology. Mac Millan Publishing. N.Y.
- Black, A.C. Methods of Soil Analysis. American Society of Agronomy, Inc, Wisconsin. USA.
- Bouyoucos, G. J. 1963. Directions for making mechanical analysis of soil by hydrometer method. Soil Sci. 42:25-30.
- Brady, N. C. 1974. The Nature and properties of soils. Macmillan, New York.
- Bray, R.H., and L., T., Kurtz 1945. Determination of total organic, and available forms of phosphorus soils. Soil Sci.59:39-45.
- Buol, S. W., F. D. Hole, and R. J. McCracken. 1977. Soil Genesis and Classification. pp.355. The Iowa State University Press, Ames, Iowa.
- Bullock, S.H. 1986. Climate of Chamela, Jalisco and trends in South Coastal region of México. Arch.Met.Geoph.Biocl. 36.:297-316.
- Carlisle, A.A., H.F. Brown, and E.J. White. 1966. The organic matter and nutrient elements in the precipitation beneath a sessile oak (*Quercus petraea*) canopy. Journal of Ecology. 54: 87-98.

Cervantes, L. J.M. Maass y R. Domínguez. 1988. Relación lluvia-escurrimiento en un sistema pequeño de cuencas de selva baja caducifolia. Ingeniería Hidráulica en México. Segunda Epoca, Vol III (1): 30-24

Coleman, D. C. 1983. Biological strategies of nutrient cycling in soil systems. Advances in Ecological Research, 13: 1-55.

Coleman, N. T., and G. W. Thomas. 1967. The basic Chemistry of soil acidity. In R. W. Pearson, and F. Adams (eds), Soil acidity and liming. (Agronomy Monographs, 12:1-41).

Coleman, N.T. 1962. Descomposition of clays and the fate of aluminium. Econ. Geol. 7: 1207-18.

De Ita M., C. 1983. Patrones de producción agrícola en un ecosistema tropical estacional en la costa de Jalisco. Tesis Lic. Fac. de Ciencias. UNAM. Mex.

Deevey, E. S. 1970. Mineral Cycles. Scientific American, 223:149-158.

Delwiche, C. C. 1977. Energy Relations in the global nitrogen cycle. Ambio, 6:106-111.

Donahue, R.L., Miller, R.W., and Shickluna J.C. 1981. Soils and introduction to soil plant growth. Prentice-Hall. Englewood N.J.548 pp.

Edwards, P.J., and P.J. Grubb. 1982. Studies of mineral cycles in a montane rain forest. IV Soil characteristics and the division of mineral elements between the vegetation and soil. Journal of Ecology. 70: 649-666.

Esteban J. R. 1986. Contenido mineral de la hojarasca en la selva baja caducifolia en la costa de Jalisco, México. Tesis de Licenciatura. ENEP Zaragoza, UNAM. 48 pp.

Fitzpatrick E.A.1980. Soils. Longam. G.B.

Galicia S. L. 1992. Influencia de la variabilidad de la forma de la pendiente en las propiedades físicas del suelo y su capacidad de retención de agua en una cuenca tropical estacional. Tesis de Licenciatura. Fac. de Filosofía y Letras. UNAM

García-Méndez, G., J. M. Maass, A. P. Matson, and P. M. Vitousek 1991. Nitrogen transformations and nitrous oxide flux in a tropical deciduous forest in México. Oecologia,88:362-366.

- García-Méndez, G., J. M. Maass, A. P. Matson, and P. M. Vitousek. 1991. Nitrogen transformations and nitrous oxide flux in a tropical deciduous forest in México. Oecologia, 88:362-366.
- García-Oliva F. 1992. Erosión y pérdida de nutrientes en una cronosecuencia de uso agropecuario en un ecosistema tropical estacional mexicano. Tesis Doctoral en Ecología UACPYC-CCH C.E., UNAM, Mex.
- García-Oliva F., Ezcurra E., and Galicia L. 1991. Pattern of rainfall distribution in the Central Pacific Coast of México. Geogr. Ann. 73 A. (3-4):179-186.
- Golley, F.B., J.T. McGinnis, R.G. Clements, G.I. Child, and M. J. Deuver. 1975. Mineral cycles in a tropical moist forest ecosystem. University of Georgia Press. Athens, Ga.
- Golley, F.B., R. Richardson and R.G. Clements. 1978. Elemental concentrations in tropical forest and soil of Northwestern of Colombia. Biotropica 10:144-151.
- González Flores P.C. 1992. El manejo del fuego en el sistema de roza tumba y quema en la selva baja caducifolia de Chameja Jal. Tesis Licenciatura. Fac. de Ciencias UNAM.
- Gosz, J.R., G. E. Likens, and F.A. Borman. 1973. Nutrient release from decomposing leaf and brach litter in the Hubbard Brook Forest, New Hampshire. Ecological Monographs. 43:
- Grubb, P. J. and F.J. Edwards. 1982. Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. Journal of Ecology, 70: 623-648
- Jackson M.L. 1982. Análisis Químico de Suelos. Ed. Omega. Barcelona
- Jackson, M.L. and G.D. Sherman. 1953. Chemical weathering of minerals of soils. Adv. Geol. 5:219-238.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill Book Co.Inc.
- Jenny, H. 1980. The soil resource (Ecological Studies, Vol 37), Springer-Verlag, New York.
- Johnson, D. W., D. W. Cole, and S. P. Gessel. 1975. Processes of nutrient transfer in a tropical rain forest. Biotropica, 7:208-215.

Jordan, C.F., F. Golley, J. Hall, and I. Hall. 1980. Nutrient scavenging by the canopy of Amazonian rain forest. Biotropica. 12:61-66.

Jordan, C.F. and G. Escalante. 1980. Root productivity and in Amazonian rain forest. Ecology. 6: 14-18

Jordan, C.F. 1985. Nutrient Cycles in Tropical forest Ecosystems. John Wiley & Sons. 189 pp.

Klinge, H. 1976. Bilanzierung von Hauptnährstoffen im Ökosystem tropischer regenwald (Manaus)- vorläufige daten. Biogeographica, 7: 59-76.

Koepfen, W. 1948. Climatología. Fondo de Cultura Económica. pp. 478, México.

Kronberg, B. I., W. S. Fyfe, O. H. Leonardos, and A. M. Santos. 1979. The Chemistry of some Brazilians soils: element mobility during intense weathering. Chemical Geology, 24:211-229.

Leet L. D. & Judson S. 1975. Physical Geology. Prentice Hall, New Jersey.

Leith, H. y Whittaker, H. 1975. Primary productivity of Biosfera. Springer Verlag, New York

López Guerrero A. 1992. Escurritia en pequeñas cuencas hidrológicas con selva baja caducifolia en Chamela Jal. Tesis Licenciatura. ENEP Iztacala. UNAM.

Lott E.J. 1985. Listado florístico de la Estación de Biología Chamela, Jal. I.B. UNAM. Mex.

Lugo, A. E. and P. G. Murphy. 1986. Nutrient dynamics of a Puerto Rican subtropical dry forest. Journal of Tropical Ecology. 2 :55-72.

Lutz, F.J. 1972. Soil Physical Properties, In A Review of Soils Research in Latin America. North Carolina State University, pp.52-61.

Maass, J.J., C.F. Jordan and J. Sarukhán. 1988. Soil erosion and nutrient losses in seasonal tropical agroecosystem under various management techniques. J. Appl. Eco. 25:595-607.

Martínez-Yrizar A. 1984. Procesos de producción y descomposición de hojarasca en selvas estacionales. Tesis Maestría. Fac. de Ciencias. UNAM. Mex.

Martínez-Yrizar A., and J. Sarukhán. 1990. Litterfall Patterns in a Tropical deciduous Forest in over five year period. Biotropica. 19: 226-235.

Martínez-Yrizar A. 1984. Procesos de producción y descomposición de hojarasca en selvas estacionales. Tesis Maestría. Fac. de Ciencias. UNAM. Mex.

Martínez-Yrizar A., and J. Sarukhán. 1990. Litterfall Patterns in a Tropical deciduous Forest in over five year period. Biotropica, 19: 226-235.

Medina, E., M. Sobrado, and R. Herrera. 1978. Significance of leaf orientation for leaf temperature in Amazonian sclerophyll vegetation. Radiation and Environmental Biophysics, 15:131-140.

Millar, C.E., H.D. Foth, and L. M. Turk. 1980. Fundamentals of Soil Science. John Wiley and Sons.

Millot, G. 1979. Clay. Scientific American, 240:109-118.

Misra, R. 1972. A comparative study of net primary productivity of dry deciduous forest and grassland of Varanasi. pp 279-293 in Golley, P.M., Golley, F.B. Tropical Ecology with emphasis on Organic Production.

Miranda, F. & E. Hernández X. 1963. Los tipos de Vegetación de México y su clasificación. Bol. Soc. Bot. Méx., 28:29-179.

Mueller-Dombois, D & H. Ellenberg. 1974. Aims and methods of vegetation ecology. Wiley, N.Y. U.S.A.

Munsell. Soil Color Chart 1975. Edition Munsell Color Company Inc. Baltimore Maryland U.S.A.

Murphy, P.G., and A. E. Lugo. 1986 The Ecology of tropical dry forest. Ann. Rev. Ecol. Sys. 17: 67-88.

Nilson, S. I., H. G. Miller, and J. D. Miller. 1982. Forest growth as possible cause of soil and water acidification: an examination of the concepts. Oikos, 39:40-49.

Oliveira, L.B. de. 1968. Observations on particle size distributions in soils of the North-East Brazil. Pesquisa Agropecuaria Brasileira, 3 :189-195.

Olsen, S. R., and L. A. Dean. 1965. Phosphorus. In C. A. Black (ed.), Methods of soil analysis. pp. 1035-1049. American Society of Agronomy, Madison, Wisc.

Olson, R. A., and O. P. Engelstad. 1972. Soil phosphorus and sulphur. In Soils of the humid tropics. pp. 82-101. National Academy of Sciences, Washington, D. C.

Ortiz-Villanueva B. 1977. Edafología. U. A. de Chapingo. México.

Patiño Alvarado M.C. 1990. Variación espacial y temporal de la capa de hojarasca (mantillo) en una selva baja caducifolia en Chamela, Jal. México. Tesis de Licenciatura . Facultad de Ciencias. UNAM. 78 pp.

Perkin Elmer Co. 1976. Analytical methods for atomic absorption spectrophotometry. Perkin Elmer Corporation, Norwalk, Connecticut.

Rawitcher, F. 1948. The water economy of the vegetation of the "Campos Cerrados" in Southern Brasil. Jour. Ecol. 36:237-268.

Resck, D.V.S. 1981. Physical parameters of soils from cerrado region. Beletim Pesquisa, EMBRAPA-CPAC 2: 17pp.

Rzedowsky, J. 1978. Vegetación de México. Ed. Limusa. Mex . D.F.

Richards, L. A. ed. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U.S. Dept. Agr. Handbook 60 pp. 19-21.

Runge, M. 1983. Physiology and ecology of nutrient Nutrition. In O. L. Lange, P. S. Nobel, C. B. Osmond, and H. Ziegler (eds), Physiological plant ecology, Vol. III, Responses to the Chemical and biological environment. pp. 163-220. Springer Verlag, Berlin.

Russell, E.W. 1968. Soil conditions and Plant growth. Longman.

Sánchez, P. A. 1976. Properties and management of the soils in the tropics. Wiley, New York.

Sánchez, P. A. 1981. Soils of the humid tropics. In: Blowing in the wind: deforestation a long-range implications, pp. 347-410. Department of Anthropology, College of William and Mary, Williamsburg. Va.

Singh, K.P. 1989. Mineral nutrients in tropical dry deciduous forest and savanna ecosystems in India. 153-168. In: Mineral Nutrients in a Tropical Forest and Savanna Ecosystems. J. Proctor Ed. Blackwell Scientific Publications.

Singh J. S., and S. R. Gupta. 1977. Plant decomposition in terrestrial ecosystems. Botanical Review, 48:449-548.

Söderlund, R. 1981. Dry and wet deposition of nitrogen compounds. In: F. E. Clark and T. Rosswall (eds), Terrestrial nitrogen cycles, Ecological Bulletins, (Stockholm), 33:123-130.

- Sokal, R.R. & F.J. Rohlf. 1981. Biometry. W.H. Freeman & Co. N.Y.
- Sollins, P., K. Cromack, R. Fogel, and C. Yan Li. 1981. Role of the low molecular weight organic acids in the inorganic nutrition of fungi and higher plants. In D. T. Wicklow and G. C. Carroll (eds), The fungal community, its organization and role in the ecosystem. pp. 607-620. Marcel Dekker, New York.
- Stark, N. M. 1970. The nutrient content of plants and soils from Brazil and Surinam. Biotropica 2:51-60.
- Stark, N.M. and C.F. Jordan. 1978. Nutrient retention by root mat of an Amazonian rain forest. Ecology. 59: 434-437.
- Stewart, W. D. P. 1977. Present day nitrogen-fixing plants. Ambio, 6:166-173.
- Swank, W. T. 1984. Atmospheric contributions to forest nutrient cycling. Water Resources Bulletin, 20:313-322.
- Swift, M. J., O. W. Heal, and J. M. Anderson. 1979. Decomposition in Terrestrial ecosystems (Studies in Ecology, Vol.5). University of California Press, Berkeley, Calif.
- Technicon Industrial System. 1977. Technicon Industrial Method No. 329-74 W/B. Individual/simultaneous determinations of nitrogen and/or phosphorus in BD acid digest. Technicon Industrial System, Tarrytown, N.Y.
- Thorp, J. 1967. Effects of certain animals that live in soils. In Drew, J.V. (ed.). Selected papers in soil formation and classification. Soil Scie. Secty. of Am. 191-208.
- Trudgill, S.T. 1988. Soil and Vegetation System. Oxford University Press. N.Y.
- U.S.D.A. 1975 Soil Taxonomic. USDA. U.S.A.
- Vitousek, P. M., J. R. Gosz, C. C. Grier, J. M. Melillo, W. A. Reiners, and R. L. Todd. 1979. Nitrate losses from disturbed ecosystems. Science, 208:469-474.
- Vitousek, P. M. 1984. Litterfall, nutrient cycling and nutrient limitation in tropical forest. Ecology. 65:285-298.
- Vitousek, P.M. and R. L. Sanford Jr. 1986. Nutrient Cycling in moist tropical forest. Ann. Rev. Ecol. Syst. 17 :137-167.

**Walkley, A. 1946. A critical examination of rapid method for determining organic carbon in soils -effect of variations in digestion conditions and inorganic soil constituents. Soil Sci. 63: 251-263.**



**Apéndice I****DESCRIPCION DE LOS PERFILES DE SUELO**

## PERFIL 1

LOCALIZACION	Cuenca 1. cuadro 1. camino Calandria
ELEVACION	84 msnm
RELIEVE	Lomerío 8% pendiente
DRENAJE	Buena
MATERIAL PARENTAL	Riolita muy intemperizada
VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DE VIDA	Arborea, arbustiva y bejucos
TAMAÑO	3 metros
FORMA DE LA HOJA	compuesta
TEXTURA DE LA HOJA	ligeramente coriácea
COBERTURA	aprox. 10 %

## DESCRIPCION

SUPERFICIE	Hojarasca fragmentada
HORIZONTES	O (3 cm) A (19 cm) AC (88 cm)
TRANSICION	Tenué
LIMITE	Horizontal
HUMEDAD	Poca
COLOR	
Seco	7.5 YR 6/6 Amarillo rojizo
Húmedo	7.5 YR 4/6 Café oscuro
CONTRASTE	tenué
MOTEADO	Abundantes pequeñas blancas
TEXTURA	Migajón Arcillo Arenoso
PEDREGOSIDAD	Escasa
TAMAÑO	pequeñas menores de 5 cm
FORMA	Angular y subangular
ESTRUCTURA	AC estructura grumosa
CONSISTENCIA	
EN SECO	A Suelto, AC duro
EN HUMEDO	Friable
PLASTICIDAD	A No plástico, AC ligeramente plástico
POROS	Escasos
PERMEABILIDAD	A Rápida, AC moderada
RAICES	O comunes (finas) A pocas (> 1 cm diám) AC escasas y finas

## PERFIL 2

LOCALIZACION	Cuenca 1, cuadro 2, ladera izquierda
ELEVACION	48 msnm
RELIEVE	Lomerio, pendiente 34%
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita

VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DEVIDA	Arbórea, arbustiva y bejucos
TAMAÑO	3 metros
FORMA DE LA HOJA	compuesta
TEXTURA DE LA HOJA	ligeramente coriácea
COBERTURA	aprox. 20 %

## DESCRIPCION

SUPERFICIE	Hojarasca fragmentada
HORIZONTES	

O (5 cm)  
A (15 cm)  
AC (90 cm)

TRANSICION	Tenué
LIMITE	Horizontal

Poca

HUMEDAD	
COLOR	

Seco

10 YR 5/4 Café amarillento

Húmedo

10 YR 3/4 Café amarillento oscuro

CONTRASTE

Tenué

MOTEADO

Sin Motas

TEXTURA

Migajón Arenoso-Arena Migajosa

PEDREGOSIDAD

Abundante

TAMAÑO

pequeñas menores de 5 cm

FORMA

Angular y subangular

ESTRUCTURA

Sin estructura

CONSISTENCIA

EN SECO

Suelto

EN HUMEDO

Friable

PLASTICIDAD

No plástico

POROS

Escasos

PERMEABILIDAD

Rápida

RAICES

O abundantes (finas)

A comunes (1 cm diam)

AC escasas y finas

### PERFIL 3

LOCALIZACION	Cuenca 1, cuadro 3, ladera izquierda
ELEVACION	35 msnm
RELIEVE	Lomerío, pendiente 45 %
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita
VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DEVIDA	Arbórea y arbustiva
TAMANO	5 metros
FORMA DE LA HOJA	ovada, compuestas, enteras.
TEXTURA DE LA HOJA	ligeramente coriácea
COBERTURA	aprox. 40%
DESCRIPCION	
SUPERFICIE	Hojarasca abundante
HORIZONTES	O (5 cm) A (45 cm) AC (40 cm)
TRANSICION	Tenue
LIMITE	Horizontal
HUMEDAD	Poca
COLOR	7.5 YR 5/3 Café
	7.5 YR 3/2 Café grisáceo muy oscuro.
	Tenue
	Sin Motas
TEXTURA	Migajón Arenoso
PEDREGOSIDAD	Abundante
TAMAÑO	(5 y 10 cm)
FORMA	Angular y subangular
ESTRUCTURA	Sin estructura
CONSISTENCIA	Blando
EN SECO	Friable
EN HUMEDO	No plástico
PLASTICIDAD	Escasos
POROS	Rápida
PERMEABILIDAD	Abundantes (finas)
RAICES	

## PERFIL 4

LOCALIZACION	Cuenca 2 ladera derecha
ELEVACION	50 msnm
RELIEVE	Lomerio
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita
VEGETACION	Bosque de Ceolnodrendon
FORMA DEVIDA	Dominantemente Arbórea
TAMAÑO	5 metros
FORMA DE LA HOJA	Entera, ovada
TEXTURA DE LA HOJA	ligeramente coriácea
COBERTURA	50 %
SUPERFICIE	Hojarasca sin descomponer y grava
HORIZONTES	O (3 cm) A (37 cm) AC (103 cm)
HUMEDAD	Tenue
COLOR	
Seco	10 YR 6/4 Café amarillento pálido
Húmedo	10 YR 3/4 Café amarillento oscuro
CONTRASTE	Tenue
MOTEADO	Sin Molas
TEXTURA	Migajón Arenoso
PEDREGOSIDAD	O ligera, gravilla A pedregoso, grava AC muy pedregoso gravas grandes
CONSISTENCIA	
EN SECO	suelto
EN HUMEDO	friable
PLASTICIDAD	no plástico
POROS	escasos
PERMEABILIDAD	rápida
RAICES	O abundantes y finas A moderadas, aprox. 1cm diam. AC escasas y finas

PERFIL 5

LOCALIZACION	Cuenca 3 ladera derecha
ELEVACION	55 msnm
RELIEVE	Lomerio
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita poco intemperizada
VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DEVIDA	Arbórea dominante, bejucos
TAMAÑO	6 - 7 metros
FORMA DE LA HOJA	variado, compuestas y enteras
TEXTURA DE LA HOJA	variada, tersa y coriácea
COBERTURA	aprox. 60 %
DESCRIPCION	
SUPERFICIE	Hojarasca bajo grava de acarreo
HORIZONTES	O (3 cm) A (57 cm) C (50 cm)
TRANSICION	Tenue
LIMITE	Horizontal
HUMEDAD	Escasa
COLOR	
Seco	10 YR 6/4 Café amarillento pálido
Húmedo	10 YR 3/4 Café amarillento oscuro
CONTRASTE	Tenue
MOTEADO	sin motas
TEXTURA	Migajón Arenoso
PEDREGOSIDAD	Muy pedregoso
TAMAÑO	O grava pequeña, A grava media, C piedras > de 10 cm.
FORMA	Angulares y subangulares
ESTRUCTURA	sin estructura
CONSISTENCIA	
EN SECO	suelto
EN HUMEDO	friable
PLASTICIDAD	no plástico
POROS	abundante
PERMEABILIDAD	rápida
RAICES	
O	abundantes y finas
A	comunes medias y grandes
C	pocas finas

## PERFIL 6

LOCALIZACION	Cuenca 4 ladera derecha
ELEVACION	75 msnm
RELIEVE	Lomerio
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita poco intemperizada
VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DEVIDA	Arbórea, arbustiva y bejucos
TAMAÑO	3 metros
FORMA LA HOJA	compuestas
TEXTURA DE LA HOJA	coriácea
COBERTURA	aprox. 5 %

## DESCRIPCION

SUPERFICIE	Hojarasca
HORIZONTES	O (2 cm) A (18 cm) C (50 cm)
TRANSICION	Tenue
LIMITE	Ondulado
HUMEDAD	Poca
COLOR	10 YR 6/4 Café amarillento pálido 10 YR 3/4 Café amarillento obscuro
CONTRASTE	Tenue
MOTEADO	sin motas
TEXTURA	Migajón Arenoso
PEDREGOSIDAD	Moderada en A, abundante en C
TAMAÑO	grava en A, grandes en C
FORMA	Angular
ESTRUCTURA	Sin estructura
CONSISTENCIA	
EN SECO	Blanda
EN HUMEDO	Friable
PLASTICIDAD	No plástico
POROS	Escasos y pequeños
PERMEABILIDAD	Rápida
RAICES	O comunes (finas) A pocas (> 1 cm diam) C raras y finas

## PERFIL 7

LOCALIZACION	Cuenca 5 ladera derecha
ELEVACION	68 msnm
RELIEVE	Lomerio
DRENAJE	Bueno
MATERIAL PARENTAL	Riolita
VEGETACION	Selva Baja Caducifolia
FORMA DE VIDA	Arbórea, arbustiva y bejucos
TAMAÑO	3 metros
FORMA DE LA HOJA	compuesta y ovadas
TEXTURA DE LA HOJA	coriácea
COBERTURA	aprox. 10 %

## DESCRIPCION

SUPERFICIE	Hojarasca
HORIZONTES	O (2 cm) A (23 cm) C (47 cm)
TRANSICION	Marcada
LIMITE	Horizontal
HUMEDAD	Poca
COLOR	
Seco	10 YR 6/4 Café amarillento pálido
Húmedo	10 YR 3/4 Café amarillento oscuro
CONTRASTE	Tenue
MOTEADO	sin motas
TEXTURA	Migajón Arenoso
PEDREGOSIDAD	Escasa en A, extremadamente abundantes
TAMAÑO	pequeñas menores de 5 cm en A, grandes
FORMA	Angular y subangular
ESTRUCTURA	Sin estructura
CONSISTENCIA	
EN SECO	Blanda
EN HUMEDO	Friable
PLASTICIDAD	No plástico
POROS	Escasos y pequeños
PERMEABILIDAD	Rápida
RAICES	O comunes (finas) A pocas (> 1 cm diam) C escasas y finas



**Apéndice II****Propiedades Físicas de los Suelos de Chamela**

El color fue descrito de acuerdo a las tablas de Munsell (1975), la densidad aparente fue determinada por el método de la probeta, la textura por el método del hidrómetro de Bouyoucos (1963).

La clave de la muestra indica el sitio (S1..S7), la exposición de la ladera (Ln..Ls) norte o sur y la profundidad respectiva (1=0-10, 2=10-20 cm).

Ejemplo la muestra S4-Ls1, corresponde al sitio 4, ladera orientada hacia el sur, profundidad 0-10 cm.

Tabla de color del suelo en húmedo

Muestra	Clave	Color en Húmedo
S1-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S1-Ln2	7.5 YR 4/6	Café fuerte
S1-Ls1	7.5 YR 6/4*	Café obscuro
S1-Ls2	7.5 YR 4/6	Café fuerte
S2-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S2-Ln2	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S2-Ls1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S2-Ls2	7.5 YR 4/6	Café fuerte
S3-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S3-Ln2	10 YR 6/4	Café obscuro
S3-Ls1	10 YR 3/2	Café grisáceo muy obscuro
S3-Ls2	7.5 YR 3/2	Café grisáceo muy obscuro
S4-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S4-Ln2	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S4-Ls1	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro
S4-Ls2	10 YR 3/4	Café amarillento obscuro

Muestra	Clave	Color en Húmedo
S5-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S5-Ln2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S5-Ls1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S5-Ls2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S6-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S6-Ln2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S6-Ls1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S6-Ls2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S7-Ln1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S7-Ln2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S7-Ls1	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro
S7-Ls2	10 YR 3/4	Café amarillento oscuro

Tabla de color del suelo en seco

Muestra	Clave	Color en Seco
S1-Ln1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S1-Ln2	7.5 YR 6/6	Amarillo rojizo
S1-Ls1	7.5 YR 6/6	Amarillo rojizo
S1-Ls2	7.5 YR 6/6	Amarillo rojizo
S2-Ln1	10 YR 5/4	Café amarillento
S2-Ln2	10 YR 5/4	Café amarillento
S2-Ls1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S2-Ls2	7.5 YR 6/6	Amarillo rojizo
S3-Ln1	10 YR 5/4	Café amarillento
S3-Ln2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S3-Ls1	10 YR 4/3	Café obscuro
S3-Ls2	7.5 YR 5/3	Café
S4-Ln1	10 YR 5/4	Café amarillento
S4-Ln2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S4-Ls1	10 YR 5/4	Café amarillento

Muestra	Clave	Color en Seco
S4-Ls2	10 YR 5/4	Café amarillento
S5-Ln1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S5-Ln2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S5-Ls1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S5-Ls2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S6-Ln1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S6-Ln2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S6-Ls1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S6-Ls2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S7-Ln1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S7-Ln2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S7-Ls1	10 YR 6/4	Café amarillento pálido
S7-Ls2	10 YR 6/4	Café amarillento pálido

Porcentaje de las fracciones del suelo y su densidad.

Muestra	Arena %	Arcilla %	Limo %	Textura	Densidad g/cm <sup>3</sup>
S1-Ln1	62	22	16	Migajón Arc. Arenoso	1.13
S1-Ln2	56	24	20	Migajón Arc. Arenoso	1.21
S1-Ls1	56	24	20	Migajón Arc. Arenoso	1.11
S1-Ls2	50	32	18	Migajón Arc. Arenoso	1.22
S2-Ln1	62	20	18	Migajón Arenoso	1.18
S2-Ln2	58	20	22	Migajón Arc. Arenoso	1.19
S2-Ls1	60	22	18	Migajón Arc. Arenoso	1.07
S2-Ls2	60	24	16	Migajón Arc. Arenoso	1.12
S3-Ln1	64	20	16	Migajón Arenoso	1.18
S3-Ln2	58	22	20	Migajón Arenoso	1.19
S3-Ls1	68	16	16	Migajón Arenoso	1.16
S3-Ls2	68	14	18	Migajón Arenoso	1.15
S4-Ln1	60	20	20	Migajón Arenoso	1.17
S4-Ln2	68	18	14	Migajón Arenoso	1.18
S4-Ls1	66	20	14	Migajón Arenoso	1.12

Muestra	Arena %	Arcilla %	Limo %	Textura	Densidad g/cm <sup>3</sup>
S4-Ls2	66	18	16	Migajón Arenoso	1.15
S5-Ln1	66	18	16	Migajón Arenoso	1.23
S5-Ln2	68	18	14	Migajón Arenoso	1.28
S5-Ls1	64	20	16	Migajón Arenoso	1.22
S5-Ls2	66	20	14	Migajón Arenoso	1.20
S6-Ln1	62	20	18	Migajón Arenoso	1.24
S6-Ln2	58	24	18	Migajón Arc. Arenoso	1.20
S6-Ls1	66	18	16	Migajón Arenoso	1.20
S6-Ls2	58	20	22	Migajón Arenoso	1.18
S7-Ln1	66	18	16	Migajón Arenoso	1.14
S7-Ln2	64	18	18	Migajón Arenoso	1.16
S7-Ls1	64	18	18	Migajón Arenoso	1.15
S7-Ls2	62	20	18	Migajón Arenoso	1.18

## Agradecimientos

Este trabajo pudo llegar a su fin debido al interés y el apoyo que recibió de un gran número de personas que tuvieron participación directa o indirecta.

Le estoy profundamente agradecido a la UNAM, a través del personal docente de la Escuela Nacional Preparatoria # 4; Vidal Castañeda y Nájera, la Facultad de Ciencias, el Instituto de Geología, el Instituto de Biología y el Centro de Ecología, porque de ella he tenido la fortuna de recibir su generosidad académica y humana, espíritu de la filosofía universitaria.

Al Doctor José Sarukhán le debo la oportunidad de haber ingresado al proyecto "Cuencas" y de reponsabilizarme de la parte de suelos. El Dr. Daniel Piñero mostró particular interés en este trabajo y a él le debo las facilidades para concluirlo, sin su apoyo hubiese sido muy difícil lograrlo. También fue importante la paciencia del Dr. Francisco Espinoza al concederme tiempo del LAQ-CE para realizar la tesis.

Deseo reconocer el arduo trabajo de mi comité de tesis:

Al Dr. Víctor Jaramillo le agradezco su tiempo, de por sí escaso, que brindó a este trabajo. Además que las sesiones de trabajo siempre fueron productivas y enriquecedoras, y por facilitarme todos los trámites.

Al Dr. José Manuel Maass, por su perfeccionismo en todos los aspectos que tuvieron el mérito de darle la mejor presentación posible a esta tesis, además de su paciencia y comprensión.

Al Dr. Felipe García-Oliva por la revaloración y motivación que siempre mostró hacia este estudio, y sobre todo por su generosa amistad.

A la Dra. Norma Eugenia García Calderón, a quien debo la vocación hacia la Biología, en particular a los suelos, sus comentarios siempre certeros y concisos fueron determinantes para mi tesis.

Y al M. en C. Agustín Quiroz, analista experimentado que sin reserva alguna ha compartido su conocimiento para la resolución de dudas metodológicas, al que le debo además la oportunidad de presentarme con el Dr. Sarukhán.

Al personal académico y administrativo de la Estación de Biología Chamela, quienes siempre tuvieron la mejor disposición para facilitarme el mejor conocimiento del lugar con sus acertados comentarios y sugerencias, y la agradable estancia con su amistad.



El apoyo en el campo y laboratorio de los estudiantes que realizaron el servicio social bajo mi asesoría: Luis Armando Aznar Molina, Javier Delgado Tello, Rosario Rodríguez, Gloria Delgado, fue invaluable y grato. Agradezco a Pedro César González Flores la actitud mostrada durante su servicio social, la que trascendió más allá del trabajo y se reflejó en una relación amistosa muy significativa.

La actitud entusiasta y amistosa de Luis Cervantes, Virginia Philip, Arturo Solís, Enrique Martínez, Angelina Martínez, Alfredo Pérez, Steve Bullock, que nos precedieron en las primeras experiencias de campo en la Estación, siempre fue motivadora y productiva.

Agradezco la valiosa cooperación de Alberto Hernández y Santiago Melchor, por su ayuda en la colecta de muestras en la Estación.

A Cristina Patiño, Raúl Iván Treviño, Jorge Castellanos, Leopoldo Galicia, Alma Rosa Gutierrez, Armando López, Julieta Benítez, Luis Aznar, P.C. González, Isabel Velázquez, Patricia Centeno, Anabel, Georgina García, Julio Campo, Alejandro Morón, por compartir los pasillos, el laboratorio de Ecosistemas y los viajes con gran camaradería que originaron muchos momentos agradables.

A Rocío Estéban, por su amistad a lo largo de estos años y su apoyo siempre eficiente en el aspecto logístico. Así como a Arturo Pérez por su eficiente trabajo de laboratorio e invaluable asistencia en el campo.

Agradezco la oportunidad de trabajar al lado de los profesores: Nicolás Aguilera, Mariano Villegas, David Flores, Rubén Guajardo, Gilberto Hernández y Norma García Calderón. Pioneros de los estudios edafológicos en la UNAM, su aportación fue muy enriquecedora en el aspecto académico y humano.

Le estoy agradecido al Dr. Ramón Riba, Alicia Jiménez, Jorge Ramírez, Hilda Flores, José Luis Villaseñor y Miguel Ortíz; profesores de Botánica, por hacer de cada clase una sesión amena y motivante.

A la amistad que me ofrecieron tantos compañeros de la Facultad durante el curso de la carrera, les estoy agradecido.

Al vínculo amistoso con el que siempre me han distinguido Silvia Sánchez y Bertha del Carmen López, personas siempre leales y generosas.

A mis padres y hermanos, de quienes siempre recibí apoyo y cariño.

Y a mi familia: Cecilia, Rebeca y Adriana. No hay palabras para expresar mi gratitud por su respaldo, y por la alegría y motivación que significan.

Este trabajo fue apoyado generosamente por recursos provenientes del CONACYT mediante el convenio No. PCECBNA - 020521, y también fue financiado por parte de DGAPA- IN2060928.