

COMPARACIÓN DE TRES MODELOS DE TRANSPORTE PARA ESTIMAR LA VELOCIDAD Y DISPERSIÓN DE SOLUTOS CON DATOS DE BR⁻ MEDIDOS A CAMPO EN UN SUELO ARGILUDOL DEL SUDESTE DE LA PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA

V. Aparicio¹, J. L. Costa¹ y D. Gimenez²

¹ Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria INTA. Balcarce. Ruta 226, km 73.5, Buenos Aires, Argentina.

² Department of Environmental Sciences, Rutgers State Univ., New Brunswick, NJ

Mail: vaparicio@balcarce.inta.gov.ar

RESUMEN. El uso práctico de modelos que calculan el transporte de solutos en el suelo se ha incrementado en las últimas décadas. Los modelos más ampliamente usados para predecir el transporte de solutos, utilizan la ecuación de convección-dispersión (CDE).

El modelo de agua móvil – inmóvil (MIM) describe el proceso de transporte de solutos en monolitos de suelo y representa el espacio poroso afectado por la solución que circula dividiéndolo en dos campos o dominios, con un contenido de agua móvil (θ_m) y un contenido de agua inmóvil ($\theta_{im} = \theta - \theta_m$), respectivamente.

La heterogeneidad de los medios porosos naturales puede limitar la aplicabilidad de la ecuación de CD en el campo. En tales condiciones, la ruta alternativa para describir el transporte de solutos es el enfoque convectivo estocástico (SC), donde el soluto se supone que se mueve en los tubos de flujo aislados a diferentes velocidades sin ningún tipo de mezcla lateral.

El objetivo del presente trabajo fue comparar la estimación de los parámetros de transporte utilizando los modelos CD, MIM y CLT.

El ensayo de campo constó de 12 parcelas. En cada parcela se colocaron tres cápsulas de cerámica a 1, 1.5 y 1.9 m de profundidad. El sistema de riego fue por microaspersión y permitió la aplicación de los siguientes flujos de agua (q): 11, 6, 4.8, 2.6 y 1.3 mm h⁻¹.

La aplicación de los pulsos de bromuro se realizó con una bomba peristáltica conectada a la manguera de riego. Previamente a la aplicación de cada pulso de Br⁻ se realizó una extracción de la solución del suelo, considerada como blanco. El pulso consistió en disolver 10 kg de BrK en 20 L de agua. Seguidamente se realizaron los muestreos de la solución del suelo secuenciados en el tiempo, en función de las concentraciones de Br⁻ halladas en el laboratorio. El Br⁻ fue determinado en el laboratorio empleando un analizador expansible de iones (EA-940 Orion), provisto de un electrodo específico para Br⁻ con un límite inferior de detección de 0,0005 mmol (+) l⁻¹ en 20 ml de la muestra.

Entre flujos se realizó un lavado del suelo mediante la aplicación de agua y se re-inició la secuencia de actividades antes descrita.

Se utilizaron los programas CXTFIT 2.1 y SAS 9.0 para ajustar las curvas de paso de Br⁻. El ajuste entre la predicción de la concentración relativa de Br⁻ por el modelo MIM y los datos de campo fue mejor que la de los modelos CD y CLT.

ABSTRACT. The practical use of models that estimate the

solute transport in soil has increased in recent decades. The most widely used models for predicting solute transport, using the convection-dispersion equation (CDE).

Water model mobile - immobile (MIM) describes the process of solute transport in soil monoliths, representing the pore space affected by the circulating solution by dividing it into two areas or domains, with a mobile water content (θ_m) and immobile water content ($\theta_{im} = \theta - \theta_m$), respectively.

The heterogeneity of natural porous media may limit the applicability of the equation of CD in the field. In such conditions, the alternative route to describe the solute transport is the stochastic convective approach (SC), where the solute is supposed to move in the flux tubes isolated at different speeds without any lateral mixing.

The aim of this study was to compare the estimation of transport parameters using the CD model, MIM and CLT.

The field trial consisted of 12 plots. In each plot, three ceramic capsules were placed at 1, 1.5 and 1.9 m below the surface. Micro-sprayers were used to apply the following flux densities (q): 11, 6, 4.8, 2.6 and 1.3 mm h⁻¹.

Pulses of Br⁻ (10 kg of BrK dissolved in 20 L of water) were added to the soil using a peristaltic pump connected to the irrigation line. Prior to the application of each Br⁻ pulse, the soil solution was sampled to determine the background concentration. After application of Br⁻, the soil solution was sampled over time at a frequency that was a function of the concentrations of Br⁻ found in previous samplings. In the laboratory, Br⁻ was determined using an expandable ion analyzer (Orion EA-940), equipped with a Br⁻ specific electrode with a lower detection limit of 0.0005 mmol (+) l⁻¹ in 20 ml the sample. Between experiments, the soil profile was washed with water.

The breakthrough curves of Br were fitted with CXTFIT and SAS 2.1 and 9.

The fit between the prediction of the relative concentration of Br⁻ by the MIM model and field data was better than the CD and CLT models.

1.- Introducción

El uso práctico de modelos que calculan el transporte de solutos en el suelo se ha incrementado en las últimas décadas. En muchos casos, las evaluaciones de riesgo de

lavado de agroquímicos aplicados en la superficie del suelo hacia el agua subterránea se realizan con esta herramienta.

La confiabilidad de los resultados obtenidos a partir de modelos de transporte depende de la certeza en los procesos relevantes incluidos en los mismos. Los modelos mas ampliamente usados para predecir el transporte de solutos, utilizan la ecuación de convección-dispersión (CDE). Sin embargo, según los estudios más recientes, es cada vez más evidente que estos modelos no describen de forma exhaustiva el fenómeno en su totalidad y también son difíciles de aplicar a nivel regional debido a la heterogeneidad de los medios porosos naturales y el gran número de parámetros químicos, físicos y biológicos que deben considerarse.

El modelo de agua móvil – inmóvil (MIM) describe el proceso de transporte de solutos en monolitos de suelo y representa el espacio poroso afectado por la solución que circula dividiéndolo en dos campos o dominios, con un contenido de agua móvil (θ_m) y un contenido de agua inmóvil ($\theta_{im} = \theta - \theta_m$), respectivamente. En este sistema, la concentración de soluto, a su vez, se subdivide en C_m que es la concentración promedio en la fase móvil y una segunda concentración en la fase inmóvil (C_{im}). El soluto es transportado por convección - dispersión en la primera fase e intercambiado por difusión con una cinética de primer orden en el segundo. El modelo es generalmente más potente y versátil en el modelado de datos experimentales obtenidos en muestras de suelo inalteradas pero existe escasa información generada bajo condiciones de campo y con flujos de agua representativos de la realidad.

La heterogeneidad de los medios porosos naturales puede limitar la aplicabilidad de la ecuación de CD en el campo. En tales condiciones, la ruta alternativa para describir el transporte de solutos es el enfoque convectivo estocástico (SC), donde el soluto se supone que se mueven en los tubos de flujo aislados a diferentes velocidades sin ningún tipo de mezcla lateral. Jury (1982) sugirió una función de transferencia de probabilidad log normal para configurar el modelo de convección log -normal (CLT). Este modelo realizó una predicción exacta del transporte de solutos en experimentos de campo. La razón para el éxito del modelo de CLT se puede buscar en la mezcla lateral limitada de los solutos.

El objetivo del presente trabajo fue comparar la estimación de los parámetros de transporte utilizando los modelos CD, MIM y CLT.

2.- Materiales y Métodos

El ensayo de campo constó de 12 parcelas. En cada parcela se colocaron tres cápsulas de cerámica a 1, 1.5 y 1.9 m de profundidad. El sistema de riego fue por microaspersión y permitió la aplicación de los siguientes flujos de agua (q): 11, 6, 4.8, 2.6 y 1.3 mm h⁻¹.

La aplicación de los pulsos de bromuro se realizó con una bomba peristáltica conectada a la manguera de riego. Previo a la aplicación de cada pulso de Br⁻ se realizó una

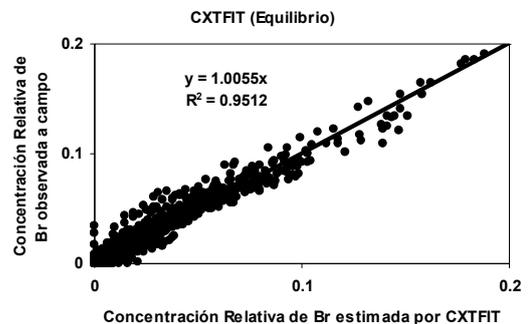
extracción de la solución del suelo, considerada como blanco. El pulso consistió en disolver 10 kg de BrK en 20 L de agua. Seguidamente se realizaron los muestreos de la solución del suelo secuenciados en el tiempo, en función de las concentraciones de Br⁻ halladas en el laboratorio. El Br⁻ fue determinado en el laboratorio empleando un analizador expansible de iones (EA-940 Orion), provisto de un electrodo específico para Br⁻ con un límite inferior de detección de 0,0005 mmol (+) l⁻¹ en 20 ml de la muestra.

Entre flujos se realizó un lavado del suelo mediante la aplicación de agua y se re-inició la secuencia de actividades antes descrita.

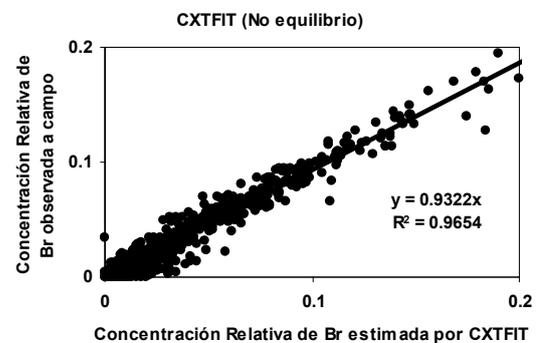
Se utilizó el programa CXTFIT 2.1 para ajustar la curva de paso y obtener los parámetros de transporte velocidad (V) y dispersión (D). Se realizaron los análisis estadísticos con el programa SAS 9.0.

3.- Resultados y discusión

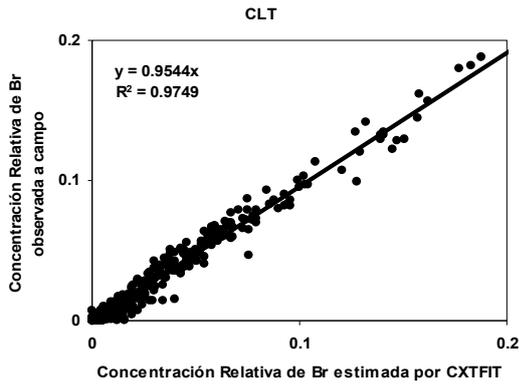
Estimamos los parámetros de transporte empleando los modelos CD, MIM y CL con las concentraciones relativas de Br⁻ en función del tiempo. Cuando comparamos la concentración relativa observada a campo con la concentración relativa estimada por el CXTFIT para los modelos CD, MIM y CL observamos las pendientes de 1.9955, 0.9322 y 0.9544 respectivamente (Fig.1 a, b y c). Estos resultados indican una buena estimación de las concentraciones relativas para todos los modelos estudiados.



a)



b)



c)

Fig.1. Concentración relativa de Br⁻ observada a campo en función de la concentración relativa de Br⁻ estimada por el CXTFIT para los modelos a) CD, b) MIM y c) CLT.

Luego verificamos estadísticamente cual fue el mejor modelo. Para ello empleamos el índice AIC desarrollado por Akaike (1973), que considera el número de observaciones (n), la suma de cuadrados del error (SSE), como medidas de la falta de ajuste de los modelos evaluados y el número de parámetros (p) que emplean los modelos evaluados para penalizar su incorporación. De esta forma, a menor valor del índice AIC mejor es el modelo para estimar los parámetros de transporte. En nuestro trabajo, los valores de AIC fueron: -14782, -14284 y -12463 para MIM, CD y CL respectivamente confirmando que el MIM fue el mejor modelo.

El menor ajuste entre los datos observados a campo y los estimados con el modelo CLT para describir los parámetros de transporte de solutos posiblemente se deba a que se asume una función de densidad de probabilidad log-normal (pdf). Esta suposición es principalmente una conveniencia matemática, pero su relevancia física a veces es cuestionable (Gao et al., 2009). La función pdf requiere que el suelo sea conceptualizado como un conjunto de tubos de circulación de agua sin mezcla lateral del soluto transportado, y el soluto debe aplicarse uniformemente en toda la superficie del suelo (Jury, 1982). Sin embargo, Huang et al., (1995) suponen cierto grado de mezcla entre regiones laterales de diferentes velocidades, como resultado de la naturaleza muy heterogénea del suelo (ej. existencia de lentes de arcilla, horizontes con diferentes propiedades hidráulicas, etc).

En la tabla 1 presentamos los parámetros de transporte generados a partir del ajuste con cada uno de los modelos CD, MIM y CLT. El procedimiento de trabajo fue, primero ajustar el modelo CD que cuenta con sólo 2 parámetros (V y D). Luego, con el valor de V generado se ajustó el modelo MIM y de ésta manera se redujo el número de parámetros que emplea éste modelo de ajuste, de 4 a 3 (D, β, ω). Por ésta razón, las V de los modelos CD y MIM son iguales.

La correlación entre las D promedio obtenida por el modelo CD y por el MIM fue alta (R²= 0.9) y la pendiente de la curva fue igual a 1. En general, la D del MIM fue más baja que la D del modelo de CD a profundidades iguales y

para el mismo flujo de agua, excepto para el q = 11 mm h⁻¹ (Tabla 1). El MIM separa al soluto propagándolo en la región de agua móvil, mientras que la distribución de la velocidad de flujo en la región móvil es relativamente uniforme (Gao et al., 2009).

La dispersión de solutos es uno de los procesos de transporte más importante, responsable de la propagación de líquidos contaminantes en el suelo y en aguas subterráneas (Aggelopoulos y Tsakiroglou, 2007).

En la bibliografía internacional existen controversias en la relación entre D y profundidad; en algunos casos D aumenta al aumentar la distancia entre el punto de aplicación y el punto de muestreo (Gelhar and Axness, 1983) mientras que en otros casos esta relación es errática (Porro et al., 1993). Con los valores de V y D promedios para las distintas profundidades calculamos las concentraciones relativas a través del tiempo empleando el modelo de ajuste CXTFIT 2.1. Este ejercicio nos permite mostrar claramente que, a medida que aumentamos la profundidad de trabajo se produce una mayor dispersión de la concentración de Br⁻ en ambos modelos, CD y MIM (Fig.2 a y b).

Tabla 1. Profundidad (cm), flujo (mm h⁻¹), Dispersión (D, cm² h⁻¹) y Velocidad (V, cm h⁻¹) para los modelos CD, MIM y CLT.

Mod.	CD	MIM	CLT				
Prof.	q	D	V	D	V	D	V
cm	mm h ⁻¹	cm ² h ⁻¹	cm h ⁻¹	cm ² h ⁻¹	cm h ⁻¹	cm ² h ⁻¹	cm h ⁻¹
100	1.3	108.62	1.06	92.49	1.06	66.36	3.02
150	1.3	189.65	1.96	112.93	1.96	142.17	4.08
190	1.3	199.70	0.90	143.01	0.90	154.64	2.86
100	2.6	172.69	3.36	112.98	3.36	104.12	5.75
150	2.6	167.39	2.56	52.50	2.56	142.69	3.88
190	2.6	238.41	3.36	69.99	3.36	197.81	5.17
100	4.8	157.37	3.41	117.27	3.41	79.78	6.44
150	4.8	257.49	2.76	220.17	2.76	198.09	6.05
190	4.8	517.86	4.94	493.24	4.94	340.02	10.59
100	6	238.03	2.66	223.10	2.66	161.45	6.04
150	6	498.75	3.65	350.76	3.65	314.73	9.10
190	6	587.40	3.40	556.41	3.40	425.86	8.30
100	11	246.85	10.61	246.85	10.61	136.03	12.11
150	11	503.11	12.14	503.11	12.14	306.00	15.19
190	11	432.42	7.52	432.42	7.52	311.06	11.13

3.1.- Modelo de Convección – Dispersión (CD)

La V obtenida con el modelo CD dio diferencias estadísticamente significativas por q (p<0.0001) pero no por profundidad de muestreo; no hubo interacción q por profundidad esto último confirma las condiciones de equilibrio (Tabla 2).

Tabla 2. Análisis de varianza de la velocidad (V) para el modelo de Convección - Dispersión.

Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	98	11.86	<.0001
Profundidad	2	98	0.15	0.8605
q*prof	8	98	0.58	0.7899

En la Fig.3 se puede observar el ln de V en función del flujo de agua. No hubo diferencias estadísticamente significativas entre los flujos intermedios (2.6, 4.8 y 6.0 mm h⁻¹).

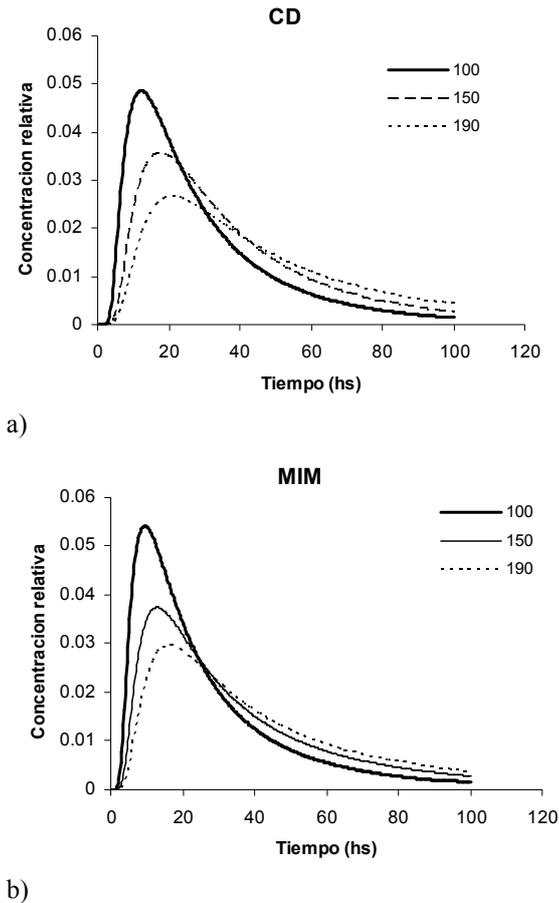


Fig.2. Concentración relativa de Br- en función del tiempo (h) por profundidad de trabajo para los modelos a) CD y b) MIM.

La D obtenida con el modelo CD evidenció diferencias estadísticamente significativas tanto por q ($p < 0.0001$) como por profundidad ($p < 0.0001$). No hubo interacción q por profundidad (Tabla 3).

En la Fig.4 se puede observar el $\ln D$ en función del flujo de agua.

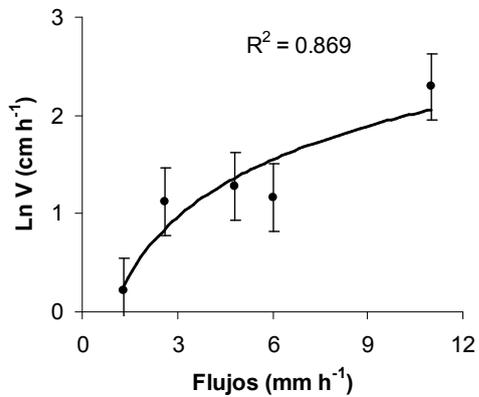


Fig.3. Logaritmo de la Velocidad (cm h^{-1}) en función del flujo de agua (mm h^{-1}) estimado con el modelo CD.

Tabla 3. Análisis de varianza de la dispersión (D) para el modelo de Convección – Dispersión

Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	103	7.06	<.0001
Profundidad	2	103	10.53	<.0001
q*prof	8	103	0.85	0.5617

El modelo CD es matemáticamente simple con sólo dos parámetros de ajuste (D y V) pero presenta como principal desventaja que no es capaz de ajustar parámetros constantes a distintas escalas de trabajo ya que no es eficiente en captar la heterogeneidad del suelo (Berkowitz et al., 2006). Otro problema del modelo CD es que el coeficiente de dispersividad estimado varía con la escala espacial y / o temporal. (Gelhar et al., 1992). Sin embargo, en nuestro trabajo donde integramos el perfil de suelo es el segundo mejor modelo de estimación de la concentración relativa en función del tiempo, ya que el valor de AIC es menor para éste modelo que para el CLT.

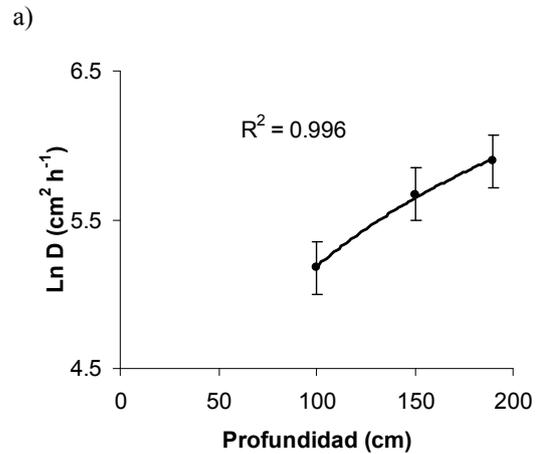
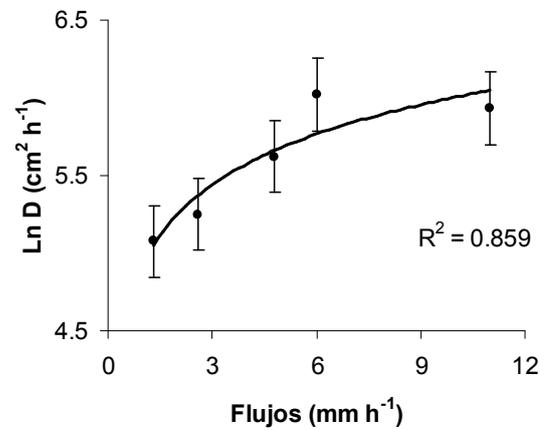


Fig.4 .Logaritmo de la Dispersión ($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$) en función de: a) el flujo de agua (mm h^{-1}) y b) de la profundidad, estimado con el modelo CD.

3.2.- Modelo de Agua Móvil e Inmóvil

La D obtenida por el ajuste con el MIM, evidencia diferencias estadísticamente significativas por q ($p < 0.0001$) pero no por profundidad y no hubo interacción entre q y profundidad (Tabla 4)

En la Fig.5 se puede observar el $\ln D$ en función del flujo de agua y de la profundidad de muestreo. La D no

sólo depende del flujo sino también del contenido de agua, Nützmann et al., (2002) sostienen que al disminuir el contenido de agua, los senderos que debe recorrer el flujo serán mas largos y la distribución de los tiempos de arribo serán mas diversos lo que causará en consecuencia mayor dispersión. Sin embargo Costa and Prunty (2006), en un experimento a campo en un suelo franco arenoso encontraron que en general la D se incrementa con el contenido de humedad generado por diferentes flujos aplicados al mismo suelo. La disminución de la D con el contenido de humedad se pudo verificar en el flujo más alto cuando las velocidades promedio del suelo variaban. Estos autores no encuentran una explicación clara al comportamiento de D en altos valores de flujo.

Tabla 4. Análisis de varianza de la dispersión (D) para el modelo de Agua Móvil - Inmóvil.

Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	103	9.02	<.0001
Profundidad	2	103	2.42	0.094
q*prof	8	103	1.13	0.3487

Dado que el contenido de humedad volumétrico promedio del perfil es función del flujo de agua (Fig.6) comprobamos estadísticamente que la D se incrementa con el incremento del contenido de humedad. Esto se debe a que a mayor humedad se incrementa la diversidad de los tamaños de poros que participan en la conducción de agua, aumentando la variabilidad de los tiempos de arribo y por consiguiente de la D.

Un parámetro importante del MIM, similar a algunos otros parámetros hidráulicos y de transporte, es la fracción de agua móvil (β). Con la presencia de agua inmóvil, no todos los poros del suelo participan en el proceso de transporte y la porosidad efectiva para el flujo se reduce. Esto posteriormente se traducirá en el aumento de la velocidad de poro de agua cuando el caudal total es constante (Gao et al., 2009).

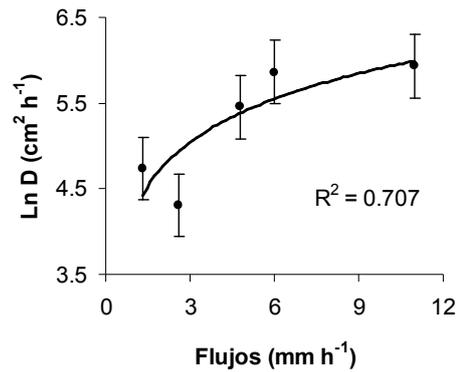
En nuestro trabajo, no hubo diferencias estadísticamente significativas en β por q ni por profundidad. Tampoco se evidenció interacción q por profundidad (Tabla 5).

Tabla 5. Análisis de varianza de la fracción de agua móvil (β) para el modelo de Agua Móvil - Inmóvil.

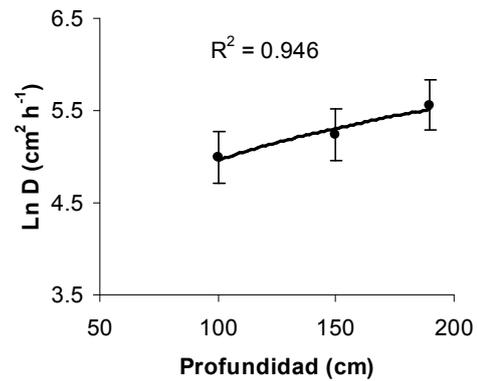
Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	103	0.14	0.9650
Profundidad	2	103	1.08	0.3449
q*prof	8	103	0.32	0.9576

El promedio general de β es 0.35 e indicaría flujo preferencial. Resultados similares de β fueron hallados por Bedmar et al., (2008) para los horizontes A y B pero no para el horizonte C. Por otra parte, Montoya et al (2006) hallaron que los valores de β oscilaron entre 0.67 y 0.99.

Un valor de β cercano a la unidad indica que el agua total del suelo es móvil (González y Ukrainczyk, 1999) y el flujo se produce bajo condiciones de transporte relacionadas con el equilibrio. Por lo tanto, en nuestro trabajo los modelos mostraron que la situación de no equilibrio físico tuvo un impacto mayor sobre la migración de solutos en profundidad



a)



b)

Fig.5. Logaritmo de la Dispersión ($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$) en función de: a) el flujo de agua (mm h^{-1}) y b) de la profundidad, estimado con el modelo MIM.

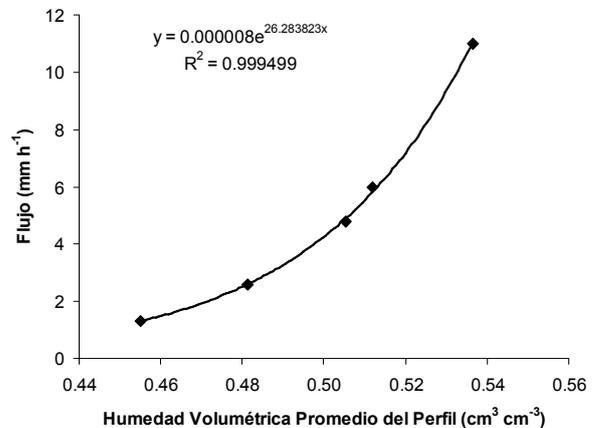


Fig.6. Relación entre Flujo de agua (mm h^{-1}) y humedad volumétrica promedio del perfil ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

3.3.- Modelo de transferencia convectiva log-normal (CLT)

En el análisis de V y D obtenidos a partir del modelo CLT hallamos diferencias estadísticamente significativas para V en función de q ($p < 0.0001$, Tabla 6) y para D en función de q ($p = 0.0004$) y de la profundidad de muestreo ($p < 0.0001$, Tabla 7). No hubo interacción entre q y profundidad para ninguno de los parámetros de transporte.

Tabla 6. Análisis de varianza de la velocidad (V) para el modelo de CLT.

Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	102	12.02	<.0001
Profundidad	2	102	0.33	0.7213
q*prof	8	102	0.9	0.5213

En la Fig.7 se puede observar el ln V en función del flujo de agua y en la Fig.8 (a y b) se puede observar el ln D en función de q y de la profundidad.

Tabla 7. Análisis de varianza de la dispersión (D) para el modelo de CLT.

Efecto	DF	DF	Valor F	Pr>F
Flujo (q)	4	102	5.65	0.0004
Profundidad	2	102	19.81	<.0001
q*prof	8	102	0.56	0.8109

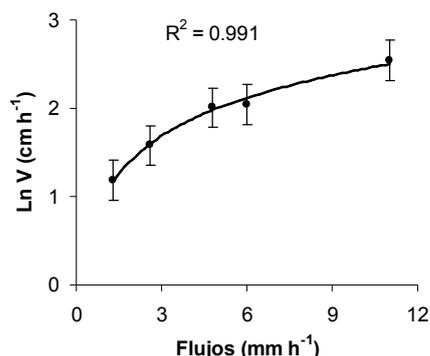
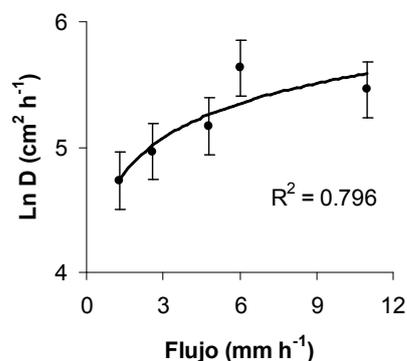
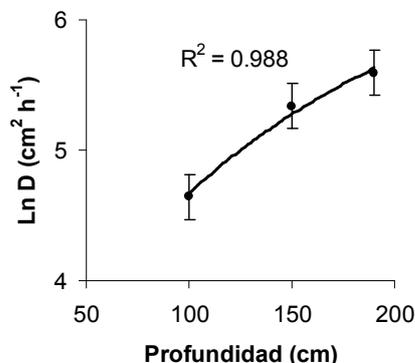


Fig.7. Logaritmo de la Velocidad (cm h^{-1}) en función del flujo de agua (mm h^{-1}) estimado con el modelo CLT.



a)



b)

Fig.8. Logaritmo de la Dispersión ($\text{cm}^2 \text{h}^{-1}$) en función de: a) el flujo de

agua (mm h^{-1}) y b) de la profundidad, estimado con el modelo CLT.

4.- Conclusiones

El ajuste entre la predicción de la concentración relativas de Br⁻ por el modelo MIM y los datos de campo fue mejor que la de los modelos CD y CLT.

En el análisis de los parámetros de transporte observamos que, la Velocidad fue estadísticamente diferente entre flujos de agua, mientras que la Dispersión se diferenció tanto entre flujos como entre profundidades de muestreo. En ambos casos no hubo interacción de flujo por profundidad y los resultados fueron similares para todos los modelos de transporte estudiados. Debemos destacar aquí que la información presentada cuenta con un análisis estadístico que no es fácil de hallar en la bibliografía nacional e internacional ya que en general los trabajos presentan regresiones o descripciones de los parámetros de transporte pero no análisis estadísticos. En nuestro trabajo fue posible, en parte por el gran número de flujos evaluados (5) y de profundidades (3) a través del tiempo.

Agradecimientos. Este trabajo se realizó gracias a INTA a través del los proyectos de investigación AEGA 221631 y 221641.

5.- Bibliografía

Aggelopoulos, C.A. y Tsakiroglou, C. D. 2007. The longitudinal dispersion coefficient of soil as related to the variability of local permeability. *Water Air Soil Pollut.* 185:223-237.

Akaike, H. 1973. Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. In B.N. Petrov and F Csaki (Eds), Second international symposium on information theory, 267-281. Budapest Academiai Kiado.

Bedmar, F., Costa, J. L. y Giménez, D. 2008. Equilibrium and physical non-equilibrium solute transport through surface and subsurface undisturbed soil columns. *Soil Science*, Vol. 173. 4, 237 - 247

Berkowitz, B., Cortis, A., Dentz, M., Scher, H. 2006. Geological formations as a continuous time random walk. *Reviews of Geophysics* 44, RG2003. doi:10.1029/2055RG000178

Costa, J. L., Knighton, R. E. y Prunty, L.. 1994. Model comparison of unsaturated steady-state solute transport in a field plot. *Soil Sci. Soc. Am J* 58:1277-1287

Gao, G., Zhan, H., Feng, S., Huang, G. y Mao, X. 2009. Comparison of alternative models for simulating anomalous solute transport in a large heterogeneous soil column. *J. of Hydrology*. 10.1016/j.jhydrol.2009.08.036

Gelhar, L.W. y Axness, C.L., 1983. Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. *Water Resour. Res.* 19, 161-180

Gonzalez, J. y Ukrainczyk, L., 1999. Transport of nicosulfuron in soil Columns. *Journal of Environmental Quality* 28, 101-107.

Huang, K., Toride, N. y van Genuchten, M Th., 1995. Experimental investigation of solute transport in large, homogeneous and heterogeneous, saturated soil columns. *Transport in Porous Media* 18 (3), 282-302

Jury, W.A., 1982. Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resour. Res.* 18: 363 - 368.

Nützmann, G., Maciejewski, S. y Joswig, K., 2002. Estimation of water saturation dependence of dispersion in unsaturated porous media: experiments and modeling analysis. *Adv. Water Resour.* 25: 565-576.