

Institut des Sciences de la Terre
milieux poreux

Discipline/spécialité : Science du Sol

HDR

présentée par :

Claude HAMMECKER

soutenue le : 14/06/2017

Quantification et modélisation des transferts d'eau et de solutés dans les milieux poreux : application à plusieurs contextes anthropiques en zone tempérée et tropicale.

RAPPORTEURS :

M. Martinus VAN GENUCHTEN	Professeur, Utrecht University
M. Yves COQUET	Professeur Université Orléans
M. Michel BROSSARD	Directeur de Recherche, IRD

JURY :

M. Ary BRUAND	Professeur, Université d'Orléans, président du jury
M. Christian VALENTIN	Directeur de Recherche, IRD
M. Rafael ANGULO-JARAMILLO	Chargé de Recherche, CNRS
M. Pascal BOIVIN	Professeur, EPIA
Mme Isabelle COUSIN	Directrice de Recherche, INRA

Préambule

Ce mémoire constitue une synthèse des travaux publiés entre 1990 et 2014 sous différentes formes : articles dans des revues, colloques, séminaires et cours. Il présente mon activité de recherche au cours de ma carrière de doctorant, post-doctorant puis de chercheur à l'IRD. Comme l'indique le titre du manuscrit on pourra distinguer deux périodes apparemment très différentes : la première consacrée à l'étude des processus de dégradation des roches sur les monument menée au Centre de Géochimie de la Surface de Strasbourg ainsi qu'à l'Université d'Oviedo (Espagne), et une seconde sur l'étude des transferts d'eau et solutés dans le contexte des sols salés, puis d'approche écohydrologique essentiellement, menée à l'IRD. Ces thèmes constituent en fait des applications différentes de ce qui peut être considéré comme le noyau de central de ma carrière scientifique et qui peut se résumer par l'étude des transferts d'eau et de solutés dans des milieux poreux, ainsi que des interactions géochimiques entre ces solutions et la phase solide. Dans une première partie seront présentés mes travaux de recherche selon les deux thèmes évoqués précédemment. Je suivrai une présentation chronologique en soulignant les analogies entre les deux thèmes, au sein desquels se déclinent des approches identiques : Diagnostic, Caractérisation des propriétés physiques et hydrodynamiques, Quantification et modélisation des transferts. L'essentiels de travaux réalisés depuis mon recrutement à l'IRD ont été réalisés à l'étranger dans le cadre de projets de coopération, avec des partenaires et des étudiants des pays hôtes. Même s'ils n'ont pas toujours pu être réalisés dans des conditions matérielles aussi confortables qu'en France, ils ont toujours été riches d'enseignement tant par la découverte de milieux nouveaux que par les rencontres humaines, tout en veillant à préserver un niveau scientifique de qualité.

Remerciements

Je voudrais exprimer toute ma gratitude aux différentes personnes que j'ai rencontrées au cours de mon parcours de chercheur qui m'ont enseigné le métier, qui m'ont guidé et qui m'ont apporté leur conseils et leur amitié. En premier lieu je voudrais remercier mon directeur de thèse, M. Daniel Jeannette qui m'a initié à la pétrographie, à la pétrophysique et à l'observation minutieuse des façades de monuments en pierre dégradés. Son soutien et sa confiance tout au long des années passées au CGS de Strasbourg ont été indéfectibles.

Je remercie également Pascal Boivin qui m'a accueilli au sein de l'équipe de pédologie de l'ORSTOM à Dakar aux côtés duquel j'ai appris les rudiments de la pédologie des sols salés ainsi que le travail en coopération dans un pays du Sud. Je le remercie également pour avoir accepté de faire partie de ce jury.

Mes remerciements chaleureux vont à Ary Bruand qui a participé à la commission qui fait le pari de me recruter comme pédologue à l'IRD malgré mon pédigrée de géologue et qui a accepté de suivre ce travail et présider ce jury d'HDR.

Un grand merci à Christian Valentin pour son soutien et ses conseils bienveillants en tant que Directeur d'unité tout au long de ma carrière à l'IRD et pour avoir accepté de participer à ce jury.

Je remercie également Michel Brossard, qui m'a toujours prodigué de bons conseils depuis mon arrivée à l'IRD, et qui a consenti à faire partie de jury malgré la distance le séparant d'Orléans.

Enfin je voudrais exprimer ma gratitude mon ami Rafael Angulo, avec qui nous avons travaillé dans différents endroits du monde et au côté duquel j'ai beaucoup appris et qui a bien voulu participer à ce jury.

C'est un grand honneur pour moi de pouvoir compter M. Martinus van Genuchten parmi les membres de ce jury. Je le remercie chaleureusement d'avoir accepté d'en faire partie.

Enfin je suis très reconnaissant à Isabelle Cousin et Yves Coquet d'avoir accepté de participer à ce jury.

Je voudrais en profiter également évoquer la mémoire de Roland Poss qui a su me faire apprécier l'Asie du SE et qui m'a initié à la géochimie des nutriments dans le sol.

Enfin je suis extrêmement reconnaissant à ma famille, en particulier à Sarah et mes enfants Florence, Esther et Maxime ainsi qu'à mes parents et frères pour leur patience et leur affection.

A la mémoire de mon père

Première partie
Curriculum Vitae

Situation administrative

Claude HAMMECKER

né le 08/06/1964 à Strasbourg

Adresse IRD, UMR Eco&Sols SupAgro-Cirad-INRA-IRD, 2 place Viala, 34060 Montpellier cedex 2, France

marié, 3 enfants

Service National effectué au titre de la coopération (janvier 1990 - juillet 1991) à l'Université de Oviedo (Espagne)

Études et titres universitaires

DEUG B option géologie, Université Louis Pasteur (ULP) de Strasbourg (1984)

Licence des Sciences de la Terre, ULP (1985)

Maîtrise des Sciences de la Terre, ULP (1986)

DEA de Géochimie de la Surface, Université de Poitiers (1987)

Doctorat de géologie - pétrophysique ULP (1993)

Inscription sur la liste des MC, section 35 et 37 (1993)

Post-Doctorat au Centre de Géochimie de la Surface (CNRS) ULP Strasbourg (1993-1994)

Carrière et affectations

- * recruté à L'ORSTOM le 1 octobre 1994, sous commission de pédologie, UR 24, Département de Eaux Continentales.
- * étudiant au cours du DEA de pédologie au CPB de Nancy (octobre à décembre 1994)
- * Affecté au laboratoire de pédologie de Dakar du 22 janvier 1995 au 31 septembre 2002 : responsable du volet pédologie du programme "Agricultures Irriguées Durables" puis responsable du chantier Sénégal de l'UR 67 (ARIANE)
- * Affecté à la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier au sein de l'UR 67 (ARIANE) du 1er octobre 2002 au 1er septembre 2004
- * Affecté au Land Development Department à Bangkok (Thaïlande) à partir du 1er septembre 2004 : responsable de l'équipe Thaïlande de l'UR ARIANE (067), puis de l'UR Solutions (176) et finalement de l'UMR Eco&Sols (210) en Thaïlande.
- * Affecté à SupAgro à Montpellier depuis Septembre 2012

Responsabilités

- * responsable du Laboratoire de pédologie de Dakar de 1998 à 2002
- * responsable de l'équipe de l'IRD au LDD de Bangkok et du programme recherche TICA de sept 2004 à sept 2010
- * intérim du Représentant de l'IRD en Thaïlande depuis 2006
- * Responsable d'une Jeune Equipe Associée de l'IRD en Thaïlande depuis 2008 : ESAN Evaluation for Sustainable Agriculture in North East Thailand

Enseignement et encadrement

Enseignement

Mon implication dans l'enseignement correspond essentiellement à des cours ou séminaires que j'ai pu assurer en coopération

Argentine : enseignement au sein de l'Université de Rosario en collaboration avec l'INTA (en espagnol) : Degradación de los suelos por efecto del riego teoría y simulación numérica de los transportes de agua y de sales, y de los equilibrios químicos. Curso de post-grado Rosario Argentina

Brésil : enseignement au sein de l'UFPe (Université Fédérale du Pernambuco) et de l'UFRPE (Université Fédérale Rurale du Pernambuco) sur les principes de physique du sol (en portugais), cours post-grad

Thaïlande : enseignement au sein du LDD et de l'Université de Khon Kaen

Vietnam : enseignement à l'USTH (Université de Science et Technique de Hanoi) Bachelor.

Doctorats

1. Rokhaya Samba Diene (1998) : Riziculture et dégradation des sols dans la vallées du fleuve Sénégal : analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double riziculture. Thèse de doctorat de l'Université de Dakar.
2. Nicolas Condom (2000) : Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali). Thèse ENSA Montpellier.
3. Piet Van Asten (2003) : Soil quality and rice productivity problems in Sahelian irrigation schemes. PhD thesis Wageningen UR
4. Rami Razouk (2004-2005) : Incidences physico-chimiques des apports de matière organique sur les sols salés de NE de la Thaïlande
5. Siwaporn Siltacho (2012) : Unsaturated Soil Water flow Modeling under Para Rubber Plantation. PhD thesis Khon Kaen University.
6. Jesada Sopharat (2015) : Water Balance Modeling of Rubber Tree (*Hevea brasiliensis*) Plantation under Tropical Conditions. PhD thesis Prince of Songkla University

Mémoires d'Ingénieurs et Masters

De Luca Arnaud (1996) : Mesure de la conductivité hydraulique des sols argileux de la région de Podor. Mémoire stage ingénieur EPFL

Zanolin Anne (1996) : Etude de site pour l'implantation d'un réseau piézométrique sur périmètres irrigués (vallée du Fleuve Sénégal). Mémoire DESS Eaux Souterraines, UJF Grenoble, 73 p.

Meyer Lorentz (1998) : Etude du transport des sels au cours des écoulements et de l'évolution des propriétés physiques du sol au contact de différentes solutions salines. Mémoire stage ingénieur EPFL

Landsberg Florence (1999) : Impact de la qualité de l'eau d'irrigation sur les propriétés hydrodynamiques du sol en Moyenne Vallée du Fleuve Sénégal. Mém. Ingénieur Agro. Université Catholique de Louvain.

Mounkeila Adamou Hilifou (1999) : la détermination des coefficients de sélectivité cationique sur différents sols. Mémoire Ingénieur Institut des Sciences de la Terre UCAD

- Camara A.** (1999) : Etude expérimentale et Modélisation des transferts d'eau à travers une colonne de sol non saturé. Mémoire d'ingénieur, Ecole polytechnique de Thiès, Département Génie civil, UCAD.
- Cauzid Clément** (1999) : Essai sur la valorisation du stock d'eau contenu dans le sol après une culture de riz, par la mise en place d'une culture de décrue (sorgho). Mémoire stage ingénieur EPFL.
- Garcia Alcubilla Roberto** (1999) : Etude du piégeage d'air sur une parcelle de la région de Podor, stage 2^e année de INAPG
- Saejiew A.** (1999) : Modélisation du fonctionnement hydro-salin d'un vertisol rizicultivé en vallée du fleuve Sénégal, comparaison aux observations in situ. DEA de pédologie Montpellier
- Kane Souleye** (2000) : Modèle de milieu poreux déformable. DEA Université Gaston Berger de Saint Louis
- Faignant Maïder** (2000) : Suivi et caractérisation physique de l'aquifère du périmètre irrigué du N'Gallenka amont (Région de Podor). Mémoire de stage 2^e année EGID Université Bordeaux
- Wade M.** (2000) : Détermination des paramètres hydrodynamiques de deux types de sol du delta du fleuve Sénégal- Simulation des transferts hydro- salins/ Application au phénomène de déflation éolienne. Mémoire d'ingénieur IST de l'UCAD, n° d'ordre 096/IST/2000.
- Ndao Matar** (2001) : Caractérisation des conductivités hydrauliques par l'infiltromètre et par la méthode de Wind des sols des nouveaux aménagements du N'Gallenka : Essais de simulation des transferts d'eau et de solutés. Mémoire d'ingénieur agronome ENSA Thiès.
- Seydi Alioune** (2001) : Caractérisation des conductivités hydrauliques par l'infiltromètre et par la méthode de Wind des sols des nouveaux aménagements du N'Gallenka : Essais de simulation des transferts d'eau et de solutés. Mémoire d'ingénieur agronome ENSA Thiès.
- Karbo Ibrahim** (2001) : Simulation d'une alcalinisation sur un monolithe de sol non remanié.
- Besson Elise** (2001) : Interactions entre oxydoréduction et dynamiques salines dans un vertisol irrigué par submersion. stage 2^e année ENSAR
- Barrés Eric** (2001) : Effets du piégeage d'air sur l'infiltration des eaux d'irrigation d'une riziculture du nord du Sénégal. Mm. Ing. ENSEM Nancy
- Diouf Calix Kofaye** (2002) : Essai sur la valorisation du stock d'eau contenu dans le sol après une culture de riz, par la mise en place d'une culture de décrue (sorgho)
- Mbaye Roseline Anna Coumba** (2003) : Etude des phénomènes de retrait et gonflement des sols sur une colonne de sol non remanié et influence sur les transferts hydriques, Mémoire d'ingénieur géologue de conception, Institut des Sciences de la Terre, UCAD Dakar
- Lanoé Marie** (2003) : Modélisation des transferts hydriques dans un milieu gonflant. Mém. Ing. IST Paris Jussieu.
- Maeght J.L.** (2003) : Evolution géochimique d'un sol rizicole salé de Thaïlande. DEA national de science du sol.
- Saadé Myriam** (2004) : Capacité épurative des talus autoroutiers valais. Laboratoire de Pédologie ISTE-LPE ENAC EPFL
- Bernardeau Joanne** (2007) : Quantification et modélisation des transferts hydriques et salins dans les sols salés du Nord-Est de la Thaïlande. Stage 3^e année ENS Géologie, Nancy

- Deray** Guillaume (2008) : Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquifères d'un bassin versant à Ban Non Tun. Master 1 Géo-Hydrosystèmes Continentaux en Europe, Université François Rabelais, Tours
- Le Besnerais** P.H. (2010) : Impact des systèmes agro-forestiers hévécologiques sur les propriétés hydrodynamiques des sols. Dipl. Ing. Horticulture Agrocampus Ouest
- Cherel** Johan (2010) : Etude de l'hydrodynamique des sols dans les plantations d'hévéas. Stage année de césure. Supagro Montpellier

Bibilométrie

- 30 publications dans des journaux internationaux à comités de lecture : Transport in Porous Media, Geoderma, Agricultural Water Management, European Journal of Soil Science, Journal of Hydrology, Pure and Applied Geophysics, Environmental Technology, Hydrology and Earth Systems Science, Atmospheric Environment, Field Crop Research, Revista del Riego, Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Ingeniería Hidráulica en México, Revista Brasileira de Ciências Agrárias, Agronomy for Sustainable Development, Experimental Agriculture
- 2 chapitres dans des ouvrages
- 29 Communications à des congrès avec comité de lecture et actes
- Relecteur pour : Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Etudes et gestion des sols, European Journal of Soil Science, Geoderma, Journal of Hydrology, Transport In Porous Media, Water Resources Research, Soil Research, African Journal of Agricultural Research, Journal of Environmental Quality, Physics and Chemistry of the Earth, Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration, Vadose Zone Journal, Agronomy
- H-Index : 10 (Web of Science) 13 (Google Scholar)

Liste des publications

Publications dans revues à Comité de lecture (A) :

1. C. Hammecker, J.D. Mertz, C. Fischer and D. Jeannette (1993) - A geometrical model for numerical simulation of capillary imbibition in sedimentary rocks. *Transport in Porous Media* **12** (3) 125-141
2. C. Hammecker and D. Jeannette (1994) - Modelling the capillary imbibition kinetics in sedimentary rocks : role petrographical features. *Transport in Porous Media* **17** (3), 285-303
3. C. Hammecker (1995) - The importance of petrographical properties and external factors in the stone decay on monuments. *Pure and Applied Geophysics*, **145** (2) 337-361
4. P. Ausset, J.L. Crovisier, M. Del Monte, F. Girardet, C. Hammecker, D. Jeannette, and R.A. Lefevre (1996) - Experimental study of limestone and sandstone sulphatation in polluted realistic conditions : The Lausanne Atmospheric Simulation Chamber (LASC). *Atmospheric Environment*, **30** (18), 3197-3207
5. C. Alvez, M.A. Sequeira Braga, C. Hammecker (1996) - Water transfer and decay of granitic stones in monuments, *C.R. Acad. Sci. Paris*, **323**, **IIa**, 397-402
6. C. Alvez, M.A. Sequeira Braga, C. Hammecker (1997) - Water transfer and decay of granitic stones in monuments, *Geomechanics Abstracts* **2**, pp .62
7. P. Boivin, M. Castiglioni ,C. Percorari, C. Hammecker, J Andreani (1998a) El riego suplementario en de Santa Fe. *La Revista del Riego*, nov/ dec 1998, pp 26-27
8. L. Barbiéro, S. Cunnac, L. Mané, C. Laperrousaz, C. Hammecker, J.L. Maeght (2001) - Salt distribution in the Senegal middle valley. Analyse of a saline structure on the future irrigation schemes of creek N'Galenska. *Agricultural Water Management* **46** : 201-213
9. P. Boivin, F. Favre, C. Hammecker, J.L. Maeght, J. Delarivière, J.C. Poussin, M. Wopereis, (2002) - Processes driving soil solution chemistry in a flooded rice-cropped vertisol : analysis of long time monitoring data. *Geoderma* **110** : 87-107
10. C. Hammecker, A. C. D. Antonino, J.L. Maeght, P. Boivin (2003) - Experimental and numerical study of the water flow in soil under irrigation in Northern Senegal : evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science* **54** : 491-503
11. C. Hammecker, L. Barbiéro, P. Boivin , J.L. Maeght, E.H.B Diaw (2004) - A geometrical pore model for estimating the microscopical pore geometry of soil with infiltration measurements. *Transport in Porous Media* **54** :193-219
12. A.C.D. Antonino, R. Angulo-Jaramillo, C. Hammecker, A. M. Netto, S.M.L.G. Montenegro (2004) - Water transfer in the system reservoir-ebb dam zone in the semi- arid region in Northeastern Brazil : I. Monitoring,modelling and assessment of evidence of preferential flow. *Journal of Hydrology* **287** :147-160
13. P.J.A. van Asten, J.A. van't Zelfde, S.E.A.T.M. van der Zee, C. Hammecker (2004) - The effect of irrigated rice on the alkalinity of two alkaline rice soils in the Sahel. *Geoderma* **119** : 233-247
14. A.C.D. Antonino ; C. Hammecker ; S.M.L.G. Montenegro , A.M. Netto ; R. Angulo-Jaramillo and C.A.B.O. Lira. (2005). Subirrigation of land bordering small reservoirs in the semi-arid region in the Northeast Brazil : Monitoring and Water balance. *Agricultural Water Management* **73**, **2** :131-147

15. Antonino, A. C. D. ; Soares, W. A. ; Borges, E. ; Netto, A.M. ; Hammecker, C. ; Fuentes, C. (2004) Utilização do método inverso para a caracterização hidrodinâmica de um neossolo flúvico. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, **9,3** : 81-87
16. Antonino, A.C.D. ; Fuentes, C. ; Soares, W. A. ; Borges, E. ; Netto, A.M. ; Lima, J.R.S. ; Lira, C.A.B.O. ; Hammecker, C. (2005) Caracterización hidrodinámica de los suelos a partir del perfil de las presiones. *Ingeniería Hidráulica en México*, **20,4** : 45-52
17. Boivin, P. ; Saadé, M. ; Pfeiffer, H. R. ; Hammecker, C. & Degoumois, Y. (2008) Depuration of Highway Runoff Water Into Grass-Covered Embankments. *Environmental Technology*, **29**, 709-720
18. Hammecker, C. ; van Asten, P. ; Marlet, S. ; Maeght, J. & Poss, R. (2009) Simulating the evolution of soil solutions in irrigated rice soils in the Sahel. *Geoderma*, **150**, 129-140
19. Clermont-Dauphin, C., Suwannang , N., Grünberger, O., Hammecker, C., Maeght JL. (2010). Yield of rice under water and soil salinity risks in farmers' fields in northeast Thailand . *Field Crops Res.***118**, 289-29
20. Grünberger, O. ; Michelot, J. L. ; Bouchaou, L. ; Macaigne, P. ; Hsissou, Y. & Hammecker, C. Capillary rise quantifications based on in-situ artificial deuterium peak displacement and laboratory soil characterization. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, **15**, 1629-1639
21. L.Boithias , F. C. Do, S. Isarangkool Na Ayutthaya, J. Junjittakarn, S. Siltecho C. Hammecker (2012). Transpiration, growth and Latex production on a Hevea Brasiliensis stand facing drought in northeast Thailand. *Experimental Agriculture*, **48**, 49-63
22. Hammecker, C. ; Maeght, JL., Grünberger, O. ; Siltacho, S. ; Srisuk K. ; Noble, A.D. (2012) Quantification and modelling of water flow in rain-fed paddy fields in NE Thailand : Evidence of soil salinisation under submersed conditions. *Journal of Hydrology*. **456–457** (2012) 68–78
23. Jose R. de S. Lima, Antonio C.D. Antonino, C. Hammecker, Carlos A.B. de O. Lira, Eduardo S. de Souza. (2013). Water and energy flux measurements in rainfed cowpea cultivated in Northeast Brazil. *Agraria - Revista Brasileira de Ciências Agrarias* 01/2013 ; **8(2)** : 297-304. DOI :10.5039/agraria.v8i2a2090
24. C. Clermont-Dauphin, N. Suvannang, C. Hammecker, V. Cheylan, Pirach Pongwichian, F. C. Do (2013). Unexpected absence of control of rubber tree growth by soil water shortage in dry subhumid climate. *Agronomy for Sustainable Development* 01/2013 ; DOI :10.1007/s13593-012-0129-2
25. J. R. de S. Lima, A. C. D. Antonino, E. S. de Souza, C. Hammecker, S. M. G. L. Montenegro, C.A.B.O. Lira (2013). Calibration of Hargreaves-Samani Equation for Estimating Reference Evapotranspiration in Sub-Humid Region of Brazil. *Journal of Water Resource and Protection* 12/2013 ; **5(12A)** :1-5.
26. J. Sopharat, F. Gay, P. Thaler, S. Sdoodee, S. Isarangkool_Na_Ayutthaya, C. Tanavud, C. Hammecker. F. C. Do (2014)- A simple framework to analyze water constraints on seasonal transpiration in rubber tree (Hevea brasiliensis) plantations. *Frontiers in plant science*. **5** : 753 1-11.
27. Siltecho, S., Hammecker, C., Sriboonlue, V., Clermont-Dauphin, C., Trelo-ges, V., Antonino, A.C.D., Angulo-Jaramillo, R., 2015 - Use of field and laboratory methods for estimating unsaturated hydraulic properties under different land uses. *Hydrology and Earth System Sciences*, **19** : 1193–1207.
28. Gondim, P.S. de S., Lima, J. R. de S., Antonino, A. C. D., Hammecker, C., Silva, R.A. B. da, & Gomes, C.A. (2015). Environmental control on water vapour and energy exchanges

- over grasslands in semiarid region of Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, **19**(1), 3-8. <https://dx.doi.org/10.1590/1807-1929/agriambi.v19n1p3-8>
29. C. Clermont-Dauphin, N. Suvannang, P. Pongwichian, V. Cheylan, C. Hammecker, J.-M. Harmand. 2016. Dinitrogen fixation by the legume cover crop *Pueraria phaseoloides* and transfer of fixed N to *Hevea brasiliensis*—Impact on tree growth and vulnerability to drought. *Agriculture, Ecosystems & Environment*. **217** : 79-88
 30. E., V. Medeiros, G. P., Duda, L.A.R., Santos, J.R.S., Lima, J.S., Almeida-Cortez, C., Hammecker, L., Lardy, L., Cournac (2017). Soil organic carbon, microbial biomass and enzyme activities responses to natural regeneration in tropical dry region in Northeast Brazil. *Catena*, **151** :137-146

Contribution à des ouvrages de synthèse :

1. D. Jeannette et C. Hammecker (1992) - Facteurs et mécanismes des altérations, in "La conservation des pierres des monuments", Presses du CNRS, 73-81
2. D. Jeannette et C. Hammecker (1993) - Importance des structures de porosité dans les altérations des pierres sur les monuments, Coll. Acad. Sci. "Sédimentologie et Géochimie de la Surface" à la mém. G. Millot, 307-318

Communications à des congrès avec comité de lecture et actes :

1. C. Hammecker et D. Jeannette (1988) - Rôle des propriétés physiques dans l'altération de roches carbonatées : exemple de la façade ouest de Notre Dame-La-Grande de Poitiers (France). VIe Congrès International sur l'altération de la pierre, 12-14.09.1988 Torún (Pologne), 266-275
2. J.D. Mertz, C. Hammecker et C. Fischer (1988) - Recherche d'un modèle de réseau poreux représentatif des remontées capillaires dans une roche. 12e Réunion des Sciences de la Terre, Lille.
3. C Hammecker, J.D. Mertz and C. Fischer (1989) - Capillary imbibition in sandstone : trial of modelling according to petrographic data. European Union of Geoscience V, Strasbourg, March 1989
4. C. Hammecker, R.M. Esbert and D. Jeannette (1992) - Geometry modifications of porous network in carbonate rocks by ethyl silicate treatment. 7th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone, 15-18 June 1992, Lisboa (Portugal), 1053-1052
5. C. Hammecker et D. Jeannette (1993) - Role of some hydrodynamical properties of sedimentary rocks on their decay processes on buildings. European Union of Geoscience VII, Strasbourg, April 1993
6. A. Begonha, D. Jeannette, C. Hammecker and M.A. Sequeira Braga (1994) - Physical characteristics of the Oporto granite related to stone decay in monuments, III Int. Symp. on the Conservation of Monuments in the Mediterranean Basin, 22-25 June 1994, Venice (Italy).
7. P. Ausset, J.L. Crovisier, M. Del Monte, V. Furlan, F. Girardet, C. Hammecker, D. Jeannette and R.A. Lefevre (1994) - Experimental stone weathering by atmospheric aerosols in a simulation chamber : the role of fly-ash and microsoots in the SO₂ fixation on limestone and sandstone. 4th International Aerosol Conference, Los Angeles - August 29, September 2, 1994.
8. C. Hammecker, L. Barbiéro, P. Boivin and R. Samba Diene (1998) - Contribution of modeling solute and water transfer to the irrigation of saline soils in the valley of River Senegal. Congrès International de Sciences du Sol AISS Montpellier

9. L. Barbiéro, P. Boivin and C. Hammecker (1998) - Aeolian origin of some saline stripes in the Senegal middle valley. Morphological and geochemical considerations. Congrès International de Sciences du Sol AISS Montpellier
10. P. Boivin, J.L. Maeght, C. Hammecker, L. Barbiéro, F. Favre and M. Wopereis (1998b)- Evolution of irrigated soils in the Senegal river valley : alkaline or neutral salinisation process ? Congrès International de Sciences du Sol AISS Montpellier
11. P. Boivin, F. Favre, C. Hammecker, A. Saejjew et D. Tessier (1999) - Ion transfers , iron reduction and mineralogical implications in fields : new results for soil and water quality management. 2nd Inter-Regional Conference on Environment-Water 99, Lausanne
12. C. Hammecker. (1999a) - Evaluation et simulation des transferts hydro-salins dans les sols argileux. in : Boivin Pascal (ed.) ; Jaillard, B. (ed.) ; Poss, Roland (ed.) - Compte rendu de la 11ème réunion du groupe de réflexion sur l'étude de la solution du sol en relation avec l'alimentation des plantes GRESSAP, Montpellier (FRA), 1999, p. 19-20 multigr. - 11.
13. C. Hammecker. (1999b) Modélisation des transferts d'eau et de solutés dans l'étude des processus de dégradation des sols irrigués dans les régions soudano-sahéliennes. in J.C Legoupil, C. Dancette, P. Godon, et K.M. Ndiaye (eds) Pour un développement durable de l'agriculture irriguée dans la zone soudano-sahélienne. Synthèse des résultats du Pôle Régional de Recherche sur les Systèmes Irrigués. p. 444-456.
14. F. Favre, D.Tessier, J. Larvy Delarivière, J.L. Maeght, C. Hammecker, P. Boivin. (2000c) - Field monitoring of soil solution and clay minerals redox processes in a rice cropped vertisol (north Senegal) : CEC changes and interaction with saline evolution GEOTROP
15. Marlet, S. ; Boivin, P. ; Bruckler, L. ; Condom, N. ; Dicko, M. ; Hammecker, C. ; Lafolie, F. ; Maeght, J.-L. ; N'Diaye, M. & Valles, V. Modélisation des transferts d'eau, de solutés et des interactions géochimiques sol-solution sous irrigation Colloque PNRH, 2000, 311-315 multigr.
16. A.C. Antonino, P. Audry, A.M. Netto, C. Hammecker, R. Angulo-Jaramillo, S. Montenegro. 2001. Water transfer in unsaturated soils of the sei-arid region of northeastern Brazil. An International symposium organized by IRD in memory of Michel Rieu, IRD Bondy, France, 8-10 october 2001.
17. C. Hammecker, A. C. D. Antonino, J.L. Maeght, P. Boivin . 2001 – Experimental study and numerical modelling of the water transfers in an irrigated plot in Northern Senegal : evidences of air entrapment. Soil Structure, water and solute transport. An International symposium organized by IRD in memory of Michel Rieu, IRD Bondy, France, 8-10 october 2001.
18. N. Condom, F. Lafolie, C. Hammecker, J.L. Maeght, S. Marlet ,V. Valles. 2001 – Hydro-geochemical modelling of soil salinisation, alkalisation and sodification : presentation and calibration of the PASTIS model. An International symposium organized by IRD in memory of Michel Rieu, IRD Bondy, France, 8-10 october 2001.
19. C. Hammecker , J.L. Maeght, P. Boivin 2002 . Étude expérimentale et numérique des transferts hydriques dans une parcelle rizicultivée de la région de Podor (vallée du fleuve Sénégal). Actes de l'atelier PCSI, Montpellier France, 28-29 mai 2002.
20. C. Hammecker , E. Barrès, J.L. Maeght and A. C.D. Antonino 2002. Effect of air entrapment on water infiltration and soil solution in irrigated paddy fields of northern Senegal. Congrès International de Sciences du Sol AISS. Bangkok
21. A.C.D. Antonino, C. Hammecker, S.M.G.L.M. Montenegro, A.M. Netto, R. Angulo-jaramillo, C.A.B.O. Lira 2002. Water dynamics of ebb tide agriculture in Northeast Brazil. Congrès International de Sciences du Sol AISS. Bangkok.

22. N. Condom, F. Lafolie, C. Hammecker, J.L. Maeght, V. Valles, S. Marlet 2002. Solute transport and geochemistry modeling in the vadose zone : application to soil salinisation, alkalisation and sodification. Congrès International de Sciences du Sol AISS. Bangkok.
23. C. Hammecker, J.L. Maeght et R. Angulo-Jaramillo 2002. Caractérisation et modélisation du gonflement et de l'écoulement d'un vertisol non saturé. 27^{èmes} Journées Scientifiques du GFHN, Nancy, 26 – 27 Novembre 2002
24. J.L. Maeght, C. Hammecker, R. Angulo Jaramillo, R. M'Baye. 2002. Dispositif d'étude du gonflement-retrait et des paramètres hydrodynamiques d'un vertisol au laboratoire. 27^{èmes} Journées Scientifiques du GFHN, Nancy, 26 – 27 Novembre 2002
25. C. Hammecker, P. Van Asten. 2002 - Simulation de l'évolution de la solution du sol dans différentes situations irriguées en Afrique de l'Ouest. Communication aux 7^{èmes} Journées Nationales d'Etude des Sols, Orléans, 22-24 Octobre 2002, pp. 319
26. van Asten P.J.A, C. Hammecker, S.E.A.T.M van der Zee. 2002 – L'effet de la riziculture sur l'alcalinité des sols alcalins en Afrique de l'Ouest. Communication aux 7^{èmes} Journées Nationales d'Etude des Sols, Orléans, 22-24 Octobre 2002, pp. 293
27. C. Hammecker, E. Barrès, J.L. Maeght, A.C.D. Antonino. 2003 – Air entrapment in irrigated paddy fields of northern Senegal : effect on water infiltration and soil solution. The Second International Conference on Soil Quality Evolution Mechanism and Sustainable Use of Soil Resources. Yingtan (P.R. China).
28. Maeght, J.-L. ; Hammecker, C. ; Quantin, C. ; Grünberger, O. & Poss, R. Evolution géochimique d'un sol rizicole salé du NE de la Thaïlande : apport de l'étude en colonnes de sol Journées nationales de l'étude des sols, 2004, p. 259
29. C. Hammecker , R. Razzouk, J-L Maeght, O. Grünberger (2005) Water infiltration in saline sandy soils. First International Symposium on the Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Agriculture. Khon Kaen (Thailand).
30. Grünberger, O. ; Maeght, J.-L. ; Montoroi, J.-P. ; Enet, Y. ; Rattana-Anupap, S. ; Wiengwongnam, J. & Hammecker, C. Assessment of salinity hazard by electromagnetism induction method in flooded sandy paddy soils. Management of tropical sandy soils for sustainable agriculture : a holistic approach for sustainable development of problem soils in the tropics : proceedings, FAO, 2005, p. 460
31. Maeght, J. ; Hammecker, C. ; Quantin, C. ; Grünberger, O. ; Nopmanee, S. ; Bourdon, E. & Poss, R. Positive impact of traditional rice cropping on geochemical qualities of saline sandy soil in Northeast Thailand International Symposium on the Management of Tropical Sandy Soils for Sustainable Agriculture, 2005
32. Poss, R. ; Badraoui, M. ; Belghiti, M. ; Soudi, B. ; Bellouti, A. ; Grünberger, O. & Hammecker, C. Gestion de l'eau dans les périmètres irrigués : maintien d'une production durable et réhabilitation des sols salés Irrigation et développement durable, 2005, 29-31
33. Montoroi, J.-P. ; Grünberger, O. ; Hammecker, C. ; Maeght, J.-L. ; Surchan, S. ; Srisuk, K. ; Nadee, S. ; Bouzid, N. ; Flageul, S. ; Hovhannissian, G. ; Tabbagh, A. ; Enet, Y. ; Bruyère, O. ; Mao, L. ; Michelot, J.-L. ; Chenyapanich, S. & Kungklang, N. Variabilité multi-échelle de la structure et du fonctionnement des sols salés de la Thaïlande continentale : approche croisée hydro-salino-dynamique et géophysique ECCO : ecosphère continentale, risques environnementaux, INSU, 2007, 7 p.
34. Siltecho, S. ; Hammecker, C. ; Sriboonlue, V. ; Maeght, J. L. ; Treloges, V. (2010) Effect of land use on the soil physical properties and water budget in a small water shed in NE Thailand. Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science : Soil solutions for a

changing world, Brisbane, Australia, 1-6 August 2010. Symposium 2.1.1 optimizing water use with soil physics 2010 pp. 46-49

35. Hovhannissian G, Clermont C. , Siltecho S., Hammecker C. , Winiyakinatseekul W., Suvanang N., Silvera N., Robain H., Podwojeswski P. (2011) Étude de la variabilité spatiale des sols et des processus d'interaction "sol-eau-plante" par des méthodes géophysiques dans des plantations d'Hévéa en Thaïlande. Milieux Poreux et Transferts Hydriques Numéro 57 Pages 101-107
36. Seltacho, S., Sriboonlue, V., Suwanang, N., Wiryakitnateekul, W., and Hammecker, C. : Quantification and modeling of water flow in sandy soils in Northeast Thailand, in : Advances in Unsaturated Soils, edited by : Caicedo, B., Murillo, C., Colmenares, L. H. J. E., and Berdugo, I. R., CRC Press, London, 573–577, 2013
37. Montoroi, J.-P. ; Grünberger, O. ; Hammecker, C. ; Maeght, J.-L. ; Chenyapanich, S. ; Sukchan, S. ; Wiryakitnateekul, W. & Srisuk, K. Groundwater dynamics related to salinization and erosion of soils (Phra Yun district, northeast Thailand) WASWAC world conference : the threats to land and water resources in the 21st century : prevention, mitigation and restoration : abstracts, 2013, 1 p.
38. Hammecker, C. ; Seltacho, S. ; Suvanang, N. ; Do, F. & Angulo-Jaramillo, R. Infiltration and water balance modeling along a toposequence in a rubber tree plantation of NE Thailand EGU General Assembly Conference Abstracts, 2015, 17, 15394

Deuxième partie

Activités de Recherche

Introduction

La quantification et la modélisation des transferts d'eau et de solutés dans les milieux poreux (roches et sols), tant à l'échelle macroscopique que microscopique ont été le fil conducteur de ma carrière scientifique. J'ai mené ces études dans des domaines a priori aussi différents que l'altération des roches sur les monuments, la salinisation des sols et l'écohydrologie en quantifiant l'incidence de plantations d'hévéas sur les ressources en eau du sol, ou en quantifiant le cycle de l'eau autour de petites retenues collinaires...

Ayant travaillé essentiellement dans des pays de la zone tropicale dans un contexte de coopération, les programmes de recherche ont été bâtis et menés en collaboration avec les partenaires du Sud sur des thématiques liées au développement des agricultures locales. Ainsi tout en servant des thématiques de recherche plus vastes et générales comme les processus de salinisation et sodisation ou les transferts biphasiques, dans des rizières sénégalaises et thaïlandaises, j'ai toujours essayé de faire progresser les connaissances de base dans ce domaine à différentes échelles spatio-temporelles. En particulier je me suis appliqué à suivre une démarche scientifique commune quelque soit le contexte de l'étude : observation- diagnostic, expérimentation, études des processus physico-chimiques, formalisation « mathématique », modélisation numérique. Puis pour tester la validité du modèle numérique il est confronté à de nouvelles observations ou mesures.

Dans un premier temps je présenterai mes travaux réalisés sur les roches mises en oeuvre sur les monuments dans le but de comprendre et de formaliser les processus de dégradation observés sur la plupart des monuments urbains en Europe.

La suite sera consacrée à la présentation de mes travaux liés à la salinisation des sols en région tropicale (Afrique de l'Ouest et Asie du SE) ainsi qu'aux travaux d'écohydrologie à des échelles de toposéquences ou petits bassins versants, sur des thématiques de conservations des ressources en eau et de nutriments. Au delà de la problématique générale visant à contribuer au développement de l'agriculture, ces travaux ont permis de s'intéresser à des questions plus spécifiques sur des mécanismes de transferts de fluide, rencontrés dans les différents sites d'étude.

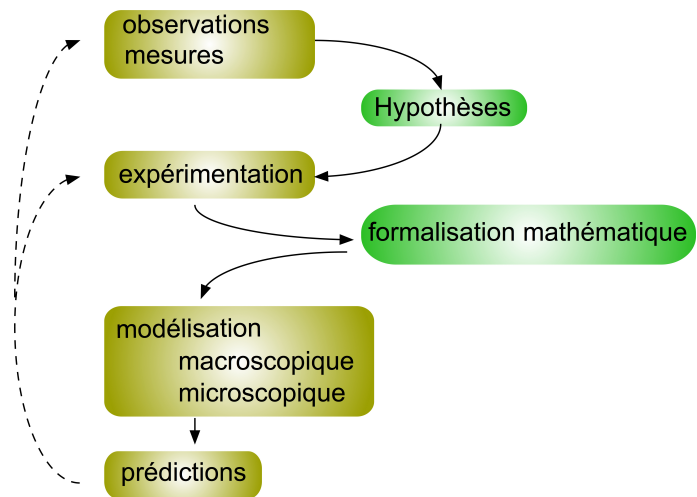


FIGURE 1: Approche mécaniste privilégiée dans le cadre de ce travail

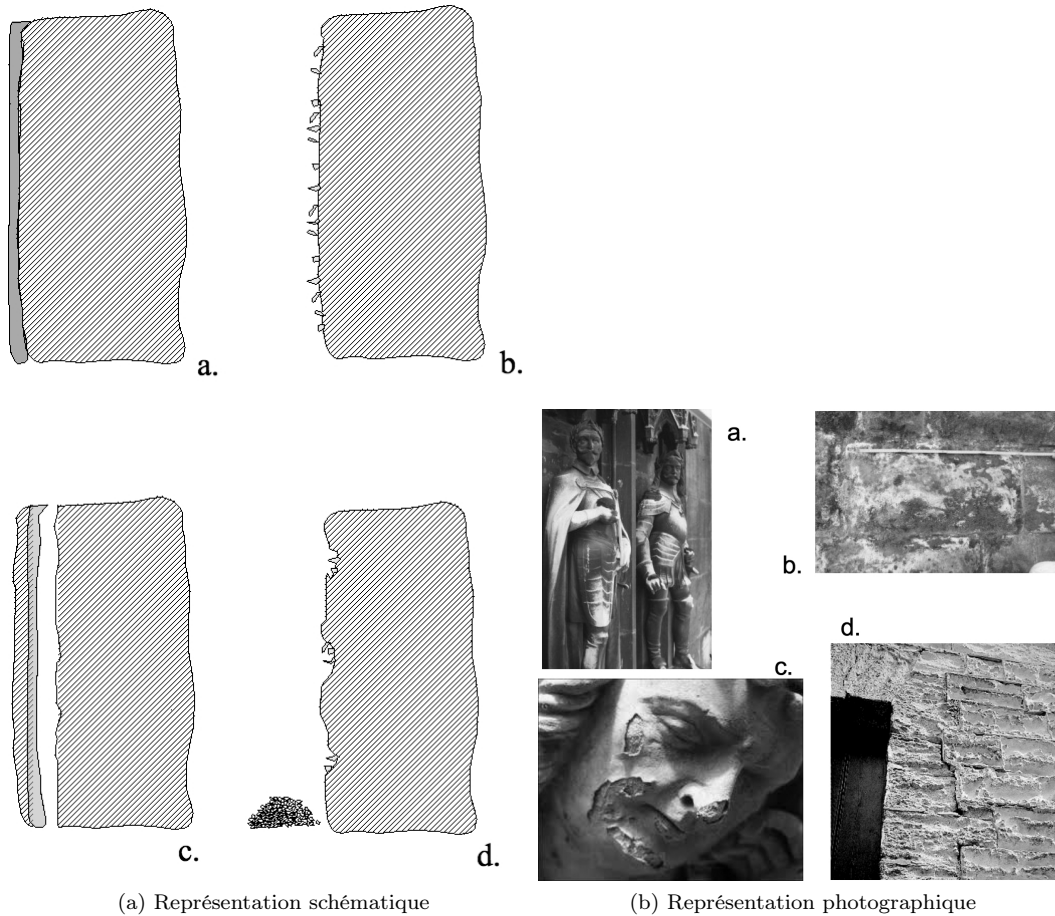
Chapitre 1

Importance des transferts d'eau dans la dégradation des roches sur les monuments

Au cours de mes études de géologie, de géochimie de la surface et de pétrophysique au Centre Géochimie de la Surface (CNRS) de Strasbourg, à l'Université de Poitiers et à la Universidad de Oviedo (Espagne), j'ai été amené à étudier les mécanismes responsables de la dégradation des roches mises en oeuvre sur des monuments historiques de différente nature pétrographique et de différentes origines. Les monuments étaient constitués principalement de roches d'origine sédimentaire (grès, grès calcaire, molasse, calcaire..) mais également des roches ignées (basaltes, granites, ..). Ces études ont été menées essentiellement en Alsace (NE de la France), dans la région de Poitiers, dans la vallée du Rhône, mais également dans la péninsule ibérique en Espagne et au Portugal.

1.1 Le diagnostic

Pendant longtemps on a décrit et classé les morphologies de dégradation des roches mises en oeuvre sur les monuments en tentant d'expliquer les mécanismes responsables de ces phénomènes mais sans vraiment préciser les déterminants au niveau des caractéristiques intrinsèques des roches. En effet, les monuments ne sont presque jamais des ensembles monolithiques, mais sont constitués d'une multitude de matériaux souvent choisis en fonction de leur disponibilité mais surtout de leur propriétés. Ainsi pour les pièces sculptées et plus travaillées on utilise généralement un matériau de texture fine, alors que pour les moellons et les pièces servant au soutènement on a tendance à choisir des roches souvent plus grossières et plus dures. On observe ainsi souvent que pour une même exposition, des roches de natures différentes présentent des formes et des états de dégradation distincts. En même temps les formes d'altérations sont également fortement dépendantes des situations sur le bâtiment, suivant qu'il s'agisse de la zone de remontées capillaires à la base de l'édifice, des zones protégées des intempéries directs (dans des niches ou abritées par des bandeaux), ou de zones directement soumises aux ruissellement. Des études pétrographiques et minéralogiques ont permis de distinguer différentes formes de dégradations et processus responsables de ces dégradations (*Hammecker and Jeannette, 1988; Hammecker, 1993; Jeannette and Hammecker, 1992*). Hormis les processus de dissolution affectant essentiellement les roches carbonatées lorsqu'elles



(a) Représentation schématique

(b) Représentation photographique

FIGURE 1.1: Représentation schématique (a) et photographique (b) des différentes formes de dégradation : **a.** encroûtements noirs gypseux, **b.** Efflorescences de sels solubles (halite, nitre, etc.), **c.** desquamation en plaques de la roche “imprégnée” de gypse, **d.** arénisation et alvéolisation de la roche par des sels solubles (Hammecker, 1995).

sont soumises directement aux intempéries, les principaux mécanismes de dégradation sont liés à la cristallisations de sels d’origines diverses dans les roches et se déclinent en quatre groupes suivant la nature et la position de la cristallisation des ces sels. On distingue ainsi (i) les encroûtements gypseux souvent de couleur noire, (ii) les efflorescences de sels solubles comme la halite (NaCl), le nitre (KNO_3), la mirabillite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), etc... (iii) la desquamation en plaques de roche imprégnée de gypse, et (iv) l’arénisation et l’alvéolisation des roches due à la cristallisation de sels solubles (Figure 1.1). Les dégâts occasionnés à la roche sont d’autant plus importants que les sels cristallisent en profondeur de la roche et que les cycles de dissolution-cristallisation des ces sels sont répétitifs au point d’affecter la cohésion de la roche par descellement des grains (Hammecker and Jeannette, 1988; Jeannette and Hammecker, 1992). Il est apparu que la profondeur du front d’évaporation et donc le site de concentration de ces différents sels joue un rôle fondamental dans la typologie de la dégradation et par conséquent dans le degré du désordre subi par les roches.

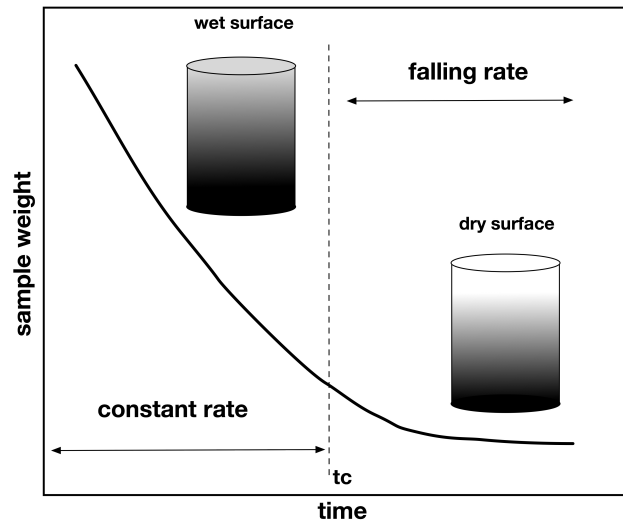


FIGURE 1.2: Cinétique de séchage d'un échantillon de roche ou de sol. Pendant la première phase à flux constant la surface évaporante est alimentée depuis l'intérieur (Hammecker, 1995).

1.2 Les propriétés physiques des roches

Plus que les propriétés minéralogiques ou chimiques, ces contrastes de comportement se sont révélées être liés à des différences de propriétés physiques des roches. En particulier la dynamique de séchage des roches et donc la cinétique d'évaporation propre à chaque type de roche, joue un rôle primordial dans le développement des différents type de dégradation. En première approximation, la cinétique peut se décomposer en deux phases principales (Figure 1.2) : (i) la première phase correspond à la phase de séchage rapide à flux constant pendant laquelle la surface évaporante est alimentée en eau et solutés à partir du volume poreux sous-jacent, (ii) la seconde phase marque l'arrêt de l'alimentation superficielle et le front d'évaporation s'enfonce progressivement vers l'intérieur de l'échantillon. La durée de cette première phase d'évaporation (t_c) va ainsi déterminer le site préférentiel de cristallisation des sels (Hammecker and Jeannette, 1988). Les facteurs contrôlant cette durée dépendent d'une part des conditions atmosphériques imposant la demande évaporative et d'autre part des propriétés physiques de la roche qui gouvernent les transferts d'eau dans le réseau poreux.

1.3 La porosité et la porosimétrie

Afin de rendre compte du volume poreux total et de celui effectivement accessible à l'eau en conditions atmosphériques on distingue la porosité totale (N_t) et le porosité libre (N_{48}) qui sont mesurées respectivement en saturant l'échantillon de roche sous vide avec de l'eau dégazée, et en laissant se saturer l'échantillon par capillarité en condition atmosphérique après une immersion progressive de 48 heures. La différence entre les deux représente la porosité piégée correspondant au volume poreux rempli d'air. Cette distinction a également pu être mise en évidence par l'observation de lames minces pétrographiques imprégnées de résines colorées selon les deux processus présentés ci-dessus.

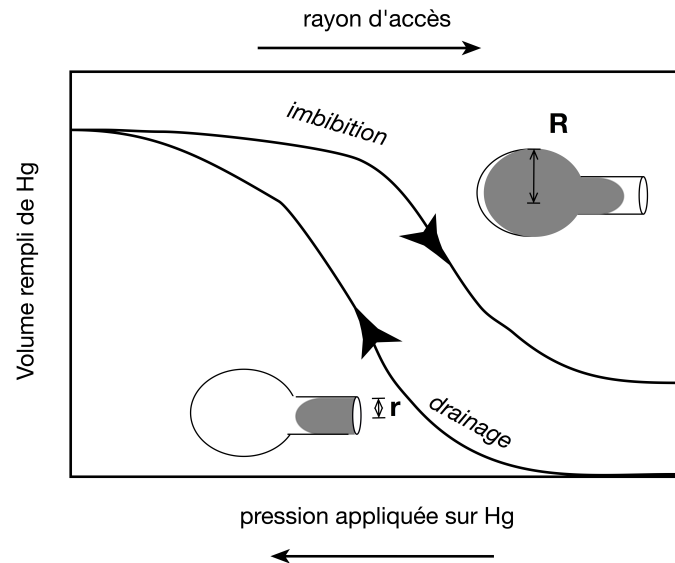


FIGURE 1.3: Courbe d'injection de mercure dans un milieu poreux pour lequel le rayon d'accès au pore r contrôle l'injection de mercure et le rayon du pore R contrôle le retrait du mercure, formant ainsi une hystérésis.

La caractérisation de la géométrie fine de cet espace poreux et la distribution du volume et de la taille des pores ont été évaluées par des mesures de porosimétrie au mercure. Compte tenu des propriétés non mouillantes du mercure liquide, il faut exercer une pression sur ce dernier pour le faire pénétrer dans le volume poral des échantillons de roche. La relation entre la pression capillaire (P_c) et la taille des pores étant formalisée par la loi de Laplace-Young :

$$P_c = P_{nw} - P_w = \frac{2\sigma \cos \theta}{r} \quad (1.1)$$

où P_{nw} et P_w [$M T^{-2} L^{-1}$] représentent la pression du fluide non mouillant et mouillant respectivement, σ la tension superficielle du liquide [$M T^{-2}$], θ l'angle de contact entre les 3 phases et r le rayon d'accès aux pores [L]. Dans le cas du mercure $\sigma : 0.486 N/m$ et $\theta : 140^\circ$ ce qui permet d'établir une relation numérique entre la pression exercée sur le mercure et le rayon d'accès aux pores : $P_{(bar)} = 7.5/r_{(\mu m)}$. Lors de l'injection de mercure (drainage¹) la technique renseigne sur la taille des accès aux pores, alors que l'imbibition² est gouvernée par la taille des pores. Ceci explique en partie l'hystérésis classiquement observée sur les courbes de porosimétrie au mercure (Figure 1.3) et permet pour un volume de mercure donné d'avoir une idée des rapports entre les rayons d'accès r et les rayons des pores R . La proportion de mercure ne ressortant pas de l'échantillon correspond à la porosité piégée, qui marque la limite de la continuité du mercure liquide.

1.3.1 La surface spécifique

Il s'agit du rapport de la surface totale développée par la fraction solide d'un milieu poreux (roche, sol, etc ..) au niveau de l'interface particule-pore, par unité de masse. Cette grandeur permet de décrire de manière intégrative la taille des particules du milieu poreux et donc de sa réactivité

1. le fluide non mouillant chasse le fluide mouillant

2. le retrait du mercure liquide, chassé par le mercure vapeur

physique (nombre de sites d'adsorption) chimique (cinétique de dissolution ou précipitation) ou thermique. Cette grandeur (A) a été mesurée grâce à des isothermes d'adsorption de N_2 par la méthode BET.

1.3.2 La perméabilité

La perméabilité k [L^2] d'un milieu poreux est la propriété permettant de décrire la facilité avec laquelle un fluide de densité ρ [ML^{-3}] et de viscosité dynamique η [$ML^{-1}T^{-1}$] soumis à un gradient de charge hydraulique ∇H [LL^{-1}] qui le traverse. Cette expression correspond à la généralisation de la notion de conductivité hydraulique K [LT^{-1}], pour laquelle le fluide en question est l'eau, telle que décrite dans l'équation empirique de Darcy :

$$\vec{q} = \frac{k\rho g}{\eta} \cdot \vec{\nabla}H = K \cdot \vec{\nabla}H \quad (1.2)$$

La perméabilité des échantillons de roche a été mesurée avec un perméamètre à gaz (N_2)

1.3.3 La cinétique d'imbibition capillaire

Les transferts d'eau dans les roches soumises à ces conditions superficielles ne sont généralement pas étudiés en géologie dans la mesure où ces processus se déroulent essentiellement en milieu saturés. Il a donc été nécessaire de faire appel à des concepts développés d'une part en pétrophysique, qui s'intéresse à aux transferts polyphasiques (eau-huile-gaz) dans les réservoirs pétroliers et d'autre part à la physique du sol pour quantifier et modéliser les transferts d'eau en milieu non saturé. La caractérisation des propriétés capillaires sur les différents échantillons de roche, consiste à mesurer la cinétique de remontée capillaire de l'eau dans des échantillons cylindriques dont la base est immergée. Cette quantification est réalisée à partir de la loi plus générale de l'infiltration décrite par Philip (1957) :

$$I = S \cdot \sqrt{t} + C \cdot t \quad (1.3)$$

où I [L], S [$LT^{-1/2}$], C [LT^{-1}], t [T] représentent respectivement la hauteur d'eau infiltrée, la sorptivité, un taux d'infiltration à flux constant, et le temps.

Cependant, compte tenu du dispositif expérimental utilisé dans cette étude (carotte de roche de 4cm de diamètre et 15 cm de haut), le second terme de l'équation 1.3 représentant la composante gravitaire, n'a pas été prise en compte.

1.4 Les structures de porosité

L'héritage de la pétrographie dans le laboratoire du CGS a consisté à privilégier l'observation microscopique des structures fines tant au niveau de l'agencement des différents minéraux que dans la description et la quantification des pores. Ces observations ont été réalisées sur des lames minces imprégnées de résine époxyde (Araldite) colorées. Les imprégnations ont été réalisées selon deux modalités : (i) sous vide pour que la résine colorée occupe la totalité du volume poreux de manière à quantifier la porosité totale; (ii) à la pression atmosphérique avec une remontée capillaire de la résine liquide dans la porosité librement accessible. L'observation de ces lames minces permet d'une part de localiser les différents types de porosité (micro-porosité macro-porosité, porosité piégée et libre, inter- ou intra-granulaire, etc) et d'autre part de quantifier le nombre, la forme et la taille des pores. L'observation de lames minces ainsi colorées a ainsi permis de déterminer la distribution de la taille des pores par analyse d'image. Un rayon de pore moyen R a ainsi été déterminé pour chaque type de roche (Tableau1.1).

TABLE 1.1: *Caractéristiques pétrographiques et pétrophysiques de différent échantillons de roche : porosité totale (N_t); porosité libre (N_{48}), rayon du seuil d'accès aux pores, (r_a), surface spécifique (A), perméabilité (k), sorptivité (S), le rayon moyen des pores (R).*

Provenance	pétrographie	N_t %	N_{48} %	r_a μm	A $m^2 g^{-1}$	k mD	S $cm \cdot h^{-1/2}$	R μm
Rosheim	Grès fin à matrice argileuse	18.3	12.3	2.6	4.91	31.8	1.31	100
Strangenberg	Grès calcaireux	14.4	10	0.71	2.48	12.2	1.33	15
Osenbach	Grès silteux	11.6	8.3	0.74	3.56	5.8	1.02	68
Guebershwihr	Grès Vosgien silicifié	6.4	3.3	1.12	0.27	0.26	0.23	62.5
Darney	Grès fin peu compacté	23.6	15	12.5	2.5	2485	9.89	188
Laspra	Calcaire micritique	30	28	0.5	4.6	24.7	1.39	20
Hontoria	Calcaire bioclastique	19.8	14.2	1.6	0.8	246	7.09	50

1.5 Les déterminants physiques

Le développement des différents types de dégradation sont directement liées aux propriétés physiques des roches. En effet on peut remarquer des relations fortes entre les cinétiques d'infiltration capillaire et les cinétiques de séchage

1.5.1 Modélisation de l'imbibition capillaire

Le modèle traditionnellement utilisée pour décrire la cinétique de l'imbibition capillaire est le tube capillaire. En effet le formalisme décrivant l'écoulement dans des tubes capillaires est bien établi sous la forme par exemple de la loi de Hagen-Poiseuille :

$$Q = \frac{\pi R^4 \Delta P}{8\eta L} \quad (1.4)$$

où Q représente le débit, R le rayon du tube, L la longueur du tube, η la viscosité dynamique du fluide et ΔP la différence de pression entre les deux extrémités du tube. Par ailleurs dans un tube capillaire le gradient de pression peut être décrit par la gravité et la pression capillaire en considérant la loi Laplace-Young :

$$\Delta P = P_c + \rho g h = \frac{2\gamma \cos \theta_w}{r} + \rho g h \quad (1.5)$$

où θ_w correspond à l'angle de contact de l'eau avec la paroi du tube (généralement 0°), ρ à la masse volumique de l'eau, g à la constante gravitationnelle, h la hauteur d'eau dans le tube, a un entier pouvant prendre les valeurs de 1, 0 et -1 en fonction du sens de l'écoulement (descendant, horizontal et ascendant respectivement). En combinant les deux équations (1.4 et 1.5) et en considérant un tube capillaire ($R=r$; $h=L$) on obtient :

$$Q = \frac{dV}{dt} = \frac{\pi R^2 dL}{dt} = \frac{\pi R^4 \left(\frac{2\gamma \cos \theta_w}{R} + \rho g L \right)}{8\eta L} \quad (1.6)$$

$$dt = \frac{8\eta L}{(2\gamma \cos \theta_w R + \rho g L R^2)} dL \quad (1.7)$$

en intégrant on obtient alors l'équation proche de celle décrite par Washburn (1921) :

$$t = \left[\frac{L}{aR^2 \rho g} - \frac{2\gamma \cos \theta_w}{a^2 R^3 \rho^2 g^2} \ln \left(1 + \frac{aR\rho g L}{2\gamma \cos \theta_w} \right) \right] 8\eta; \quad a \neq 0 \quad (1.8)$$

$$t = \frac{2\eta L^2}{\gamma R \cos \theta}; \quad a = 0$$

Cette équation permet de décrire convenablement la cinétique d'infiltration d'eau dans un tube capillaire. Bien que cette relation fasse appel d'une part à des notions d'hydrodynamique (loi de Hagen Poiseuille) et d'autre part d'hydrostatique (loi de Young- Laplace), elle a été validée en mécanique des milieux continus avec l'équation de Navier-Stockes.

Cependant en calculant les cinétiques d'infiltration dans les roches (et sols) avec les rayons de pore mesurés par analyse d'image sur les lames minces colorées ou en considérant les rayons d'accès au pore obtenus par porosimétrie au mercure sont beaucoup trop élevés. Ce sont là les limites du modèle des capillaires cylindriques, qui retracent parfaitement la cinétique d'infiltration correspondant aux lois macroscopiques comme celle de Philip (éq. 1.3), mais qui est mis en défaut par les valeurs numériques de rayons et de cinétique associée. Ce paradoxe est en fait lié à la géométrie du milieu poreux qui loin de ressembler à un faisceau de tubes cylindriques, présente une topologie un peu plus complexe, comme le précisent finalement récemment Hunt et al. (2013) en physique du sol. Dans un souci de se rapprocher de la réalité, j'ai développé un modèle basé sur l'équation de Washburn, mais dans lequel le rayon du tube est variable (*Hammecker et al., 1993*). Après avoir testé différentes configurations (figure 1.4) il est apparu que la forme sphérique était pratique pour décrire un réseau poreux défini par deux tailles de pore : le rayon d'accès r_a et le rayon de l'évasement du pore R (*Hammecker and Jeannette, 1994*). En introduisant une variation du rayon du tube dans l'équation 1.6 en considérant un élément sphérique on obtient :

$$dt = \frac{8\eta z r(z)^2}{r_a^4 (2\gamma \cos \theta / r(z) + a\rho g z)} dz \quad (1.9)$$

où $r(z) = (2Rz - z^2)^{1/2}$ avec R correspondant au rayon de la sphère. La hauteur de l'élément sphérique dépendant des deux rayons est : $\varepsilon = 2(R^2 - r_a^2)^{1/2}$

L'infiltration dans un tube constitué de l'assemblage de ces éléments sphériques s'exprime alors :

$$dt = \frac{8\eta (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j) r(z_j)^2}{r_a^4 (2\eta \cos \theta / r(z_j) + a\rho g (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j))} \cdot dz \quad (1.10)$$

l'indice $j-1$ correspond au nombre d'élément déjà imbibés et l'indice j à l'élément en cours d'imbibition au temps t .

L'intégration analytique de l'équation 1.10 étant a priori très compliquée voire impossible, j'ai fait le choix de la résoudre numériquement par itérations successives en incrémentant l'expression de $\varepsilon/100$.

Le modèle décrit une cinétique d'imbibition parfaitement conforme à la loi de Philip (équation 1.3) tout en prenant en compte des rayons de pores et d'accès aux pores expérimentaux. Deux méthodes de caractérisation de ces rayons de pore ont été employées. L'une à partir de l'observation des lames minces colorées (R) et courbes d'injection de mercure (r_a) et la seconde à partir de surface spécifique de l'échantillon. En effet comme dans certains cas il est difficile d'observer directement la taille des pores lorsque par exemple la matrice est microporeuse (argileuse ou micritique), la surface spécifique peut donner, au prix de certaines hypothèses (grains sphériques de taille uniforme, arrangés selon un empilement octaédrique), des informations sur la taille des particules et par conséquent sur la forme et taille des pores :

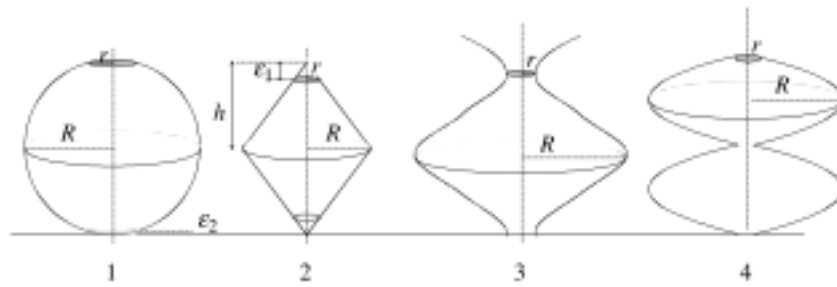


FIGURE 1.4: Différentes formes de pore testées dans le modèle d'infiltration : 1. sphérique, 2. conique, 3. sinusoïdale, 4. elliptique (Hammecker and Jeannette, 1994)

$$\begin{cases} R_p = 3 / (S \cdot \rho_M) \\ R = R_p / \sqrt{2} \\ r_a = R_p \cdot (\sqrt{8} - 2) / 2 \end{cases}$$

R_p représente le rayon des particules sphériques, S la surface spécifique, ρ_M la densité minérale. Les dimensions des deux rayons caractéristiques ainsi déterminés ont permis de modéliser l'imbibition dans les calcaires micritiques ainsi que dans les grès argileux en particulier lorsque les grains de Quartz sont recouverts d'un "coating" argileux. L'emploi de l'une ou l'autre méthode, de caractérisation des rayons de pores, justifié par les caractéristiques pétrographiques des roches (Figure 1.5), permet de modéliser avantageusement la cinétique d'infiltration avec le modèle proposé (Hammecker and Jeannette, 1994).

1.5.2 Modélisation de l'évaporation

Dans les processus de dégradation des roches sur les monument c'est moins la présence de l'eau, que son départ par évaporation qui est le plus problématique. En effet c'est à ce moment que cristallisent les phases minérales en fonction de leur solubilité. La description de la cinétique d'évaporation est basée d'une part sur la diffusion de la vapeur d'eau en fonction des gradients en présence, ainsi que du déplacement de l'eau liquide dans le milieu poreux, sous l'effet de gradients de pression capillaire, jusque vers la zone de changement de phase. Ces différentes phases apparaissent sur les courbes de cinétique de séchage des corps poreux. Parmi les facteurs extérieurs gouvernant la cinétique d'évaporation les résultats expérimentaux et de simulation numérique ont montré que la convection de l'air (vitesse du vent) et l'humidité relative sont respectivement les plus importants (Hammecker, 1995).

La modélisation de l'évaporation de l'eau depuis un corps poreux peut se modéliser de différentes manières, en fonction de l'échelle d'observation. La méthode la plus couramment utilisée en science du sol consiste à appréhender le processus de manière macroscopique en résolvant de l'équation de Richards (1931) qui décrit les transferts d'eau dans les milieux poreux non saturés en combinant l'équation généralisée de Darcy et la conservation de masse :

$$\mathbf{q} = -K(\psi)\nabla\psi \quad (1.11)$$

en une direction :

$$q_z = -K(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial z} \quad (1.12)$$

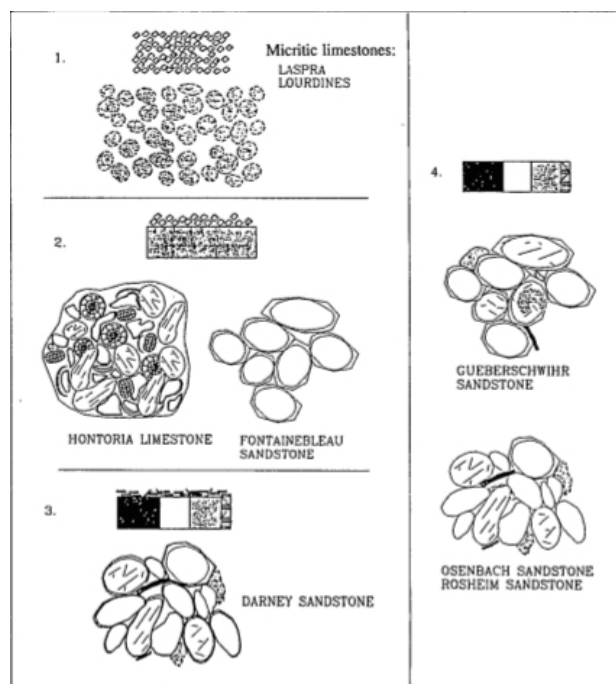


FIGURE 1.5: 1 : Roche calcaire à minéralogie et texture homogène. 2 : Roche monominérale présentant une texture de surface homogène. 3 : Gré polyminéral avec une texture de surface homogène. 4 : Grés polyminéraux présentant une texture de surface hétérogène. (Hammecker and Jeannette, 1994)

la conservation de masse s'exprime :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.13)$$

en combinant les équations 1.12 et 1.13 on obtient alors :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (1.14)$$

où q_z représente le flux [LT^{-1}] d'eau vertical, ψ le potentiel matriciel [L], $K(\psi)$ la conductivité hydraulique [LT^{-1}], t le temps [T] et z la distance considérée [L].

Cette équation n'ayant pas de solution analytique, est généralement résolue numériquement. Cependant son expression se simplifie par l'introduction d'une grandeur composite, la diffusivité $D(\theta) = K(\theta)d\psi/d\theta$, permettant de décrire l'équation 1.14 sous forme d'une équation analogue à celle de la diffusion et pour laquelle il existe des solutions analytiques sous certaines conditions.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -D(\theta) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (1.15)$$

La diffusivité est exprimée par la relation empirique de Gardner and Mayhugh (1958) :

$$D(\theta) = D_0 \exp(\beta(\theta - \theta_0)) = D_a \exp(\beta(\theta_a - \theta)) \quad (1.16)$$

où D_0 et D_a représentent respectivement la diffusivité initiale et pour l'échantillon séché à l'air pour les teneurs volumiques en eau θ_0 et θ_a correspondantes et β une constante empirique. Lorsque le flux d'évaporation est constant (q_e), comme c'est le cas lors de la première phase du séchage, pour un échantillon de longueur L et que les conditions initiales et limites sont respectées :

$$\begin{aligned} \theta &= \theta_0 & z > 0 & t = 0 & (a) \\ \partial\theta/\partial z &= 0 & z = L & t > 0 & (b) \\ D\partial\theta/\partial z &= q_e & z = 0 & t > 0 & (c) \end{aligned} \quad (1.17)$$

Gardner and Hillel (1962) ont proposé une solution analytique approximative pour laquelle la teneur eau $\theta(z)$ le long du profil s'exprime :

$$\theta(z) = \theta_a + \frac{1}{\beta} \ln \left(1 + \frac{q_e \beta}{D_0} \left(z - \frac{z^2}{2L} \right) \right) \quad (1.18)$$

Par ailleurs en plus de pouvoir calculer des profils de teneur en eau, il est possible de calculer la durée pendant laquelle l'évaporation superficielle va se prolonger jusqu'à la teneur en eau critique θ_c pour laquelle le front d'évaporation va s'enfoncer sous la surface :

$$t(\theta_c) = \frac{1}{q_e} (\theta_0 - \bar{\theta}) \quad (1.19)$$

où la teneur en eau moyenne : $\bar{\theta} = -2\beta + (b_2/\beta) \ln((b_2 + 1)/(b_2 - 1))$, avec $b_2 = \sqrt{(b_1 + 1)/b_1}$ et $b_1 = (\beta L q_e)/(2D_0)$. Sur la base de ces équations il est possible de modéliser l'évolution de cette durée critique en fonction des différents paramètres représentant d'une part les conditions extérieures et d'autre part les propriétés hydrodynamiques intrinsèques des roches. Il apparaît que dans la gamme des valeurs possibles pour le flux d'évaporation, la diffusivité et le coefficient β ,

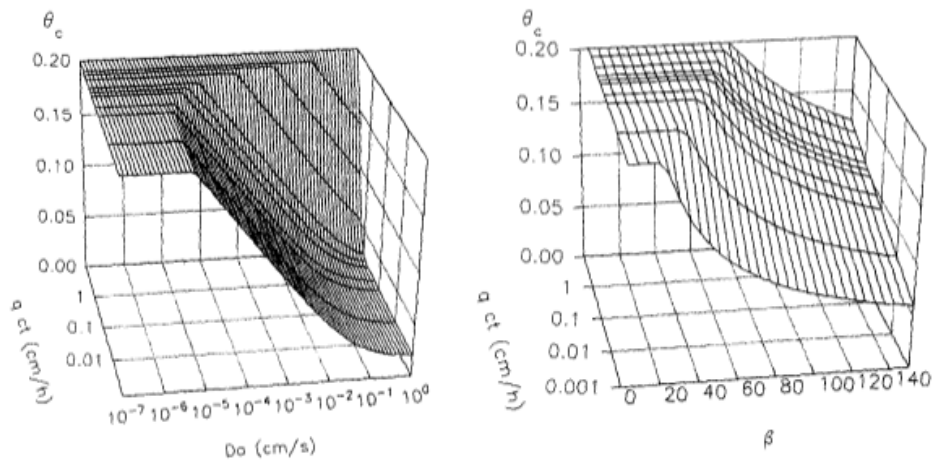


FIGURE 1.6: Evolution de la teneur en eau critique θ_c en fonction du flux d'évaporation, et de paramètres intrinsèques comme la diffusivité initiale D_0 et le paramètre β (Hammecker, 1995)

les paramètres hydrodynamiques internes sont largement prépondérants par rapport aux conditions externes (1.8). Il est donc essentiel de bien déterminer ces propriétés de transport propres à chaque type de roche qui sont déterminantes sur le contrôle et la durée de la phase d'évaporation superficielle et donc du type de dégradation que la roche est susceptible de subir.

Cette modélisation phénoménologique (macroscopique) a également été menée à une échelle microscopique en prenant en compte les principales composantes assurant le transfert de l'eau liquide vers la surface évaporante qui sont :

1. la pression capillaire exercée par les pores de surface, permettant de drainer l'eau depuis l'intérieur
2. la résistance à l'écoulement, proportionnelle à la distance à parcourir et la section des pores.
3. la continuité hydraulique à travers l'échantillon permettant le transfert de l'eau liquide

Dans ce but j'ai mis au point un modèle constitué d'un réseau nodal bidimensionnel, sur lequel sont distribués aléatoirement des pores de taille variable (Figure 1.7). Plusieurs types de distribution de taille de pores ont été testés (uniforme, gaussienne, etc ..). En formalisant les règles énoncées précédemment, il est ainsi possible de calculer les gradient hydrauliques $\nabla H = 2\gamma/dz \times \left[(r_{surface})^{-1} - (r_i)^{-1} \right]$ entre les pores de surface (moteurs) et les autres pores dans lesquels il existe des ménisques et ainsi prévoir lesquels sont susceptibles de se vidanger. A chaque incrément de calcul, un nouveau pore à ménisque se vide dans la mesure où il est connecté vers la surface évaporante par une continuité de pores saturés. Ce modèle, basé uniquement sur le potentiel de vidange de pore en fonction du gradient hydraulique, ne tient pas compte de l'aspect dynamique de l'évaporation, dans la mesure où la conductivité hydraulique n'y pas été prise en compte de manière explicite.

Les résultats de cette simulation apportent néanmoins un éclairage intéressant par rapport à l'importance de la distribution des tailles de pores. En effet il apparait que l'évaporation superficielle est favorisée par la distribution uniforme de pores pour laquelle chaque classe de pore est représentée de manière égale.

Les rôles des propriétés physiques des roches tant sur le processus d'imbibition capillaire que sur le processus d'évaporation, à l'échelle macroscopique et microscopique sont résumés dans le tableau qui suit.

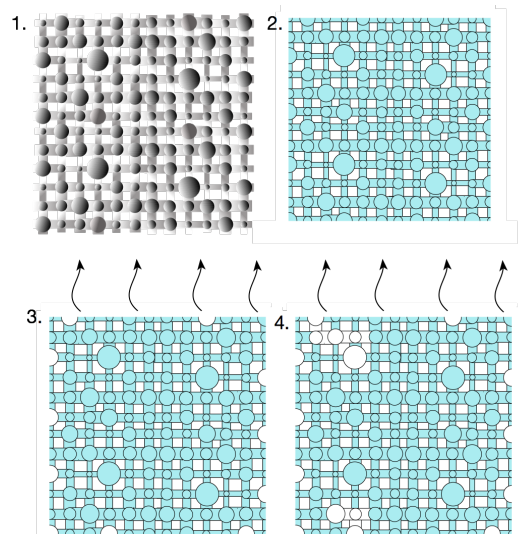


FIGURE 1.7: Représentation du réseau carré de pores 1. distribution aléatoire des pores, 2. état initial avec pores saturés, 3. et 4. Désaturation des pores les plus gros au fil de l'évaporation en surface

TABLE 1.2: Synthèse des résultats obtenus avec les différents processus à différentes échelles

	échelle macroscopique	échelle microscopique
Infiltration	Mesures expérimentales les différents types de roches présentent des cinétiques d'imbibition capillaire dépendant de la structure de la porosité et des caractères pétrographiques associés.	modèle de pores sphériques L'infiltration est favorisée pour des assemblages de pores présentant les rapport R/r les plus petits.
Evaporation	Equation de Richards la diffusivité est le paramètre prédominant sur la durée de l'évaporation superficielle.	modèle de réseau de pores La distribution de pores uniforme favorise l'évaporation superficielle.

1.6 Les déterminants géochimiques

Il a été montré que la dégradation des roches sur les monuments est essentiellement due à la cristallisation de sels comme le Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la Thénardite (Na_2SO_4), la Mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), le Nitre (KNO_3), la Halite (NaCl), etc ... (Zehnder and Arnold, 1989; Jeannette and Hammecker, 1992; Hammecker, 1993). Cependant il est difficile de justifier la présence autochtone des éléments les constituant alors que les roches affectées en sont souvent dépourvues. De nombreuses études ont permis de montrer que les sulfates de calcium en particulier sont d'origine atmosphérique (Jeannette and Hammecker, 1992; Hammecker and Jeannette, 1988; Hammecker, 1993; Ausset et al., 1996). Le ciment silicaté ou ciment Portland qui a souvent été utilisé pour des rejointoyages et la restauration sur de nombreux monuments à partir du XIX siècle a souvent été incriminé. Afin de vérifier cette hypothèse une expérience de lessivage de joints de mortier ISO (25% ciment, 75% sable de Fontainebleau) et été réalisée avec différentes proportions mortier - eau.

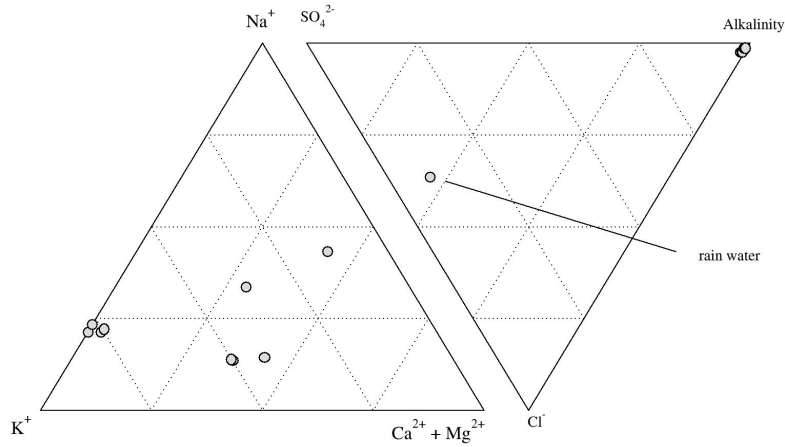


FIGURE 1.8: Diagramme de Piper représentant la composition des solutions de lessivage de ciment et de l'eau de pluie de Strasbourg

Il est apparu que les solutions résultantes sont extrêmement alcalines avec des pH proches de 13 et une composition essentiellement potassique et sodique (Figure 1.8). L'alcalinité exprimée sous forme de carbonates et bicarbonates est l'anion largement dominant, hormis pour l'eau de pluie qui présente une composition plus sulfatée. La modélisation thermodynamique avec le programme KINDIS (Madé, 1991) permettant de tester les équilibres avec différents minéraux ainsi que les simulations de concentration de solutions, a démontré que la contribution du ciment au cortège minéral généralement trouvé dans les zones altérée se limite essentiellement à des apports d'ions alcalins (Na et K) (Hammecker, 1993) et que l'origine des principaux anions est à rechercher dans les apports atmosphériques pour les sulfates, depuis le sol pour les nitrates et dans les activités anthropiques pour les chlorures (Hammecker and Jeannette, 1988).

1.7 La combinaison des effets physiques et géochimiques

Sur les monuments les roches sont soumises à la fois aux effets de l'infiltration de l'eau, du séchage mais également de l'évolution géochimique de la solution en fonction de la concentration. Pour tenter de formaliser l'ensemble de ces processus, j'ai utilisé un modèle analogue de tube cylindrique (Hammecker, 1995) pour lequel l'ascension capillaire est décrite par l'équation de Washburn (équ. 1.8). La cinétique d'évaporation à partir d'un cylindre peut être calculée en se basant sur la formulation de la cinétique de diffusion de la vapeur d'eau régie par la loi de Fick.

$$q_e = k \cdot \frac{p_0 - p_1}{h + \varepsilon} \quad (1.20)$$

où p_0 et p_1 représentent respectivement la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur fixée par l'humidité relative ($HR = p_1/p_0 \times 100$), h représente la profondeur du niveau d'eau dans le capillaire, ε représente l'épaisseur de la couche d'air au dessus de l'eau dans laquelle $p_1 < p < p_0$ et qui dépend de la convection de l'air (figure 1.9). La conductivité de la vapeur d'eau dans l'air k s'exprime sous la forme de : $k = -2,17 \cdot 10^{-5} \frac{1,013 \cdot 10^5}{P - p_1} \frac{M}{RT} \left(\frac{T}{273,15} \right)^{1,88}$.

Le flux d'évaporation d'eau par unité de surface dans un tube cylindrique s'écrit également :

$$q_e = \frac{dx}{dt} \rho \quad (1.21)$$

$$(x + \varepsilon) \cdot dx = k \cdot \frac{p_0 - p_1}{\rho} \cdot dt \quad (1.22)$$

$$\Rightarrow \int_{x_0}^h (x + \varepsilon) \cdot dx = \frac{1}{2} (h^2 - x_0^2) + \varepsilon \cdot h = k \cdot \frac{p_0 - p_1}{\rho} \cdot (t - t_0) \quad (1.23)$$

$$h = -\varepsilon + \sqrt{\varepsilon^2 + x_0^2 + 2\varepsilon(x_0 - 1) + \frac{2k(p_0 - p_1)}{\rho}(t - t_0)} \quad (1.24)$$

où x_0 est la position initiale du ménisque et t_0 l'instant initial. En considérant le flux d'imbibition capillaire q_C en dérivant l'équation 1.3 d'une part, et le flux d'évaporation q_E d'autre part on peut calculer la hauteur d'équilibre h_{eq} pour laquelle les deux flux s'annulent.

$$\frac{A \cdot S}{\sqrt{S^2 4 \cdot x \cdot A - S}} + A = k \frac{(p_0 - p_1)}{\rho(L + \varepsilon - x)} \quad (1.25)$$

$$h_{eq} = \frac{(\rho \cdot A \cdot L + \varepsilon \cdot \rho \cdot A - k(p_0 - p_1)) \sqrt{S^2 + 4xA} + k(p_0 - p_1) S}{\rho \cdot A \sqrt{S^2 + 4xA}} \quad (1.26)$$

La hauteur d'équilibre qui va conditionner la position de la cristallisation du sel et donc le type de dégradation dépend de facteurs extérieurs comme la température, l'humidité relative et la convection de l'air ; mais également de facteurs internes comme la cinétique d'imbibition capillaire. Cette étude a permis de montrer que les facteurs internes sont largement prédominants sur les paramètres externes dans la gamme des valeurs possibles (figure 1.10). Par ailleurs il est connu que la présence de solutés abaisse l'activité chimique de l'eau (a_w) en fonction de la concentration et du type de soluté et de ce fait altère la pression de vapeur saturante p_0 selon la relation $p_0^* = p_0 \cdot a_w$. Pour prendre en compte ce processus j'ai introduit le calcul de l'évolution de potentiel osmotique de l'eau en fonction de la concentration des solutés (*Hammecker, 1993, 1995*), en utilisant les équations de Pitzer (Pitzer, 1973, 1975, 1979) qui permettent d'étendre le calcul des coefficients d'activité pour des forces ioniques³ supérieures à 0,1 (donc pour des solutions concentrées). Les résultats montrent que la présence de gypse ne modifie pas fondamentalement la bilan hydrique dans la mesure où l'activité de l'eau a_w dans une solution saturée en gypse reste proche de 1 et de ce fait n'a aucune incidence sur le gradient de potentiel de pression de vapeur. D'un autre côté, pour une solution à saturation avec le halite, $a_w = 0.75$ et par conséquent la hauteur d'équilibre augmente (figure 1.11). Pour les autres types de sels susceptibles de précipiter sur les murs des monuments (nitre, thénardite, etc ..) on observe des situations intermédiaires, pour lesquels le bilan hydriques est néanmoins affecté. Par conséquent, pour des conditions externes (humidité relative, convection de l'air, ..), des propriétés de transfert intrinsèques de la roche (porosité, diffusivité, taille des pores, ...) données, le type de soluté et de cristaux pouvant précipiter, on observera une répartition des sels en fonction d'un gradient de solubilité. Ainsi le modèle montre, comme on l'observe souvent sur les monuments, que pour des conditions externes données et des propriétés de transfert le gypse a tendance à précipiter plus profondément que la halite.

3. la force ionique I prend en compte la demie somme des molalités m_i des différentes espèces aqueuses N_{aq} ainsi que le carré de leurs charges z_i :

$$I = \frac{1}{2} \sum_i^{N_{aq}} z_i^2 m_i$$

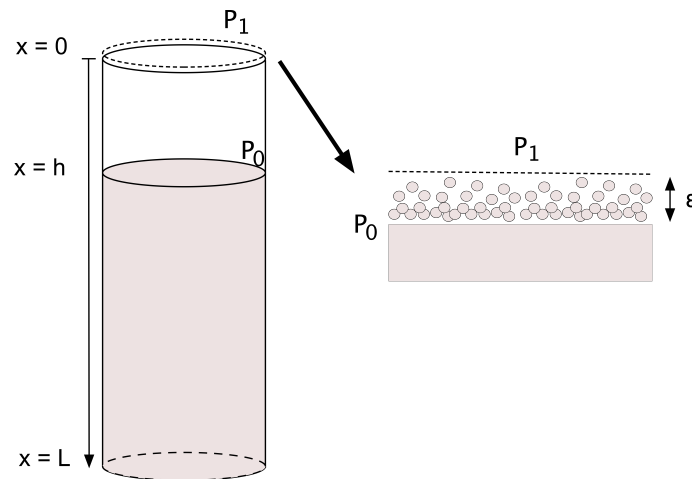


FIGURE 1.9: Modèle de tube pour le calcul de la cinétique d'évaporation. L : longueur du tube, h : distance du ménisque par rapport à l'orifice, p_0 pression de vapeur saturante, p_1 pression de vapeur dans l'air, ε : distance au dessus de l'eau à partir de quand $p = p_1$ (Hammecker, 1995)

1.8 Les dépôts secs.

En complément à l'étude des processus de dégradation des roches sur les monuments, le mécanisme de dépôt de micro-suies⁴ et de fly-ash⁵ à la surface des roches a été analysé de manière plus précise. Ces dépôts sont surtout responsables de la couleur noire, sans pour autant affecter directement l'intégrité des roches. L'étude essentiellement expérimentale menée dans le cadre d'un projet européen (European Commission, contract no. EV5V-CT92-0116, DGXII), a montré que les dépôts de particules de carbone sont agglomérées dans une matrice de gypse se formant à partir de SO_2 atmosphérique et de Ca d'origine lithologique ou également atmosphérique (Ausset *et al.*, 1996). Dans le cadre de ce projet j'ai étudié plus particulièrement les propriétés physico-chimiques de ces particules. Les isothermes d'adsorption de vapeur d'eau sur ces particules ont montré un comportement à la fois hydrophobe pour les faibles valeurs de p/p_0 alors que de grandes quantités de vapeur d'eau condensent entre les microparticules lorsque p/p_0 approche de la saturation. Même si les particules se déposent sous forme sèche il faut une humidité relative suffisante pour avoir de l'eau liquide dans laquelle les réactions de dissolution de SO_2 et Ca peuvent avoir lieu, pour finalement former le ciment gypseux agglomérant les particules. (report European Commission, contract no. EV5V-CT92-0116 - DGXII)

1.9 La consolidation et la protection des roches sur les monuments.

Lorsque les roches ont subi les processus de dégradation les plus dommageables comme l'arénisation, il existe des possibilités de restaurer la cohésion et les propriétés mécaniques de la roche en appliquant des produits consolidants. Dans le cadre de mon VSNA⁶ réalisé à l'université de Oviedo en Espagne en collaboration avec Rhônes-Poulenc, j'ai été amené à quantifier l'incidence

4. particules carbonées de taille inférieure à 100 nanomètres issues de la combustion de fuel léger comme le diesel

5. particules sphériques carbonées inférieures à 50 micromètres issues de la combustion de fuel lourd

6. Volontaire du Service National Actif

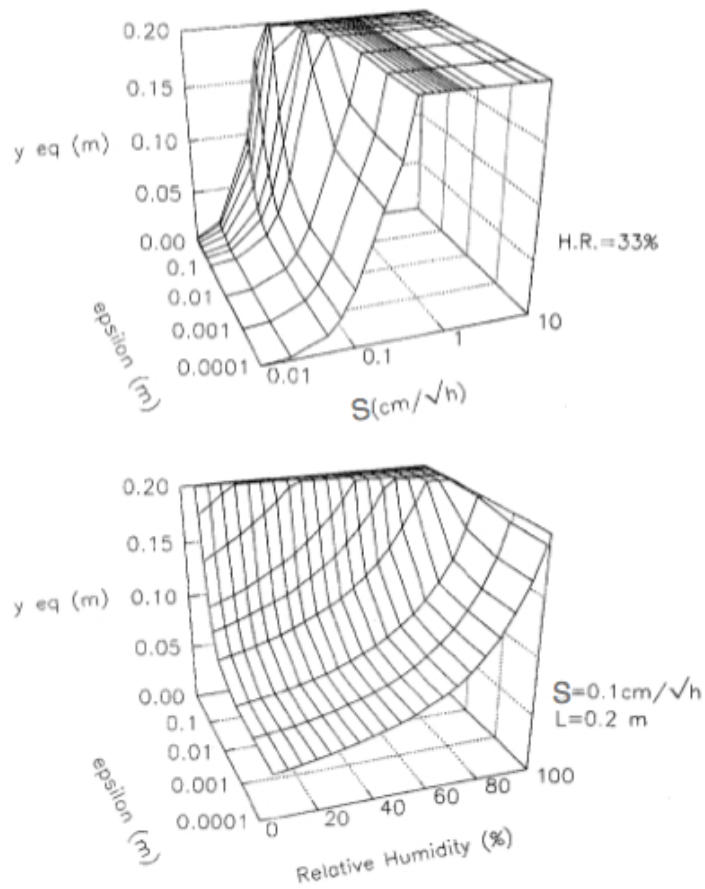


FIGURE 1.10: Evolution de la hauteur d'équilibre pour différents paramètres (Hammecker, 1995)

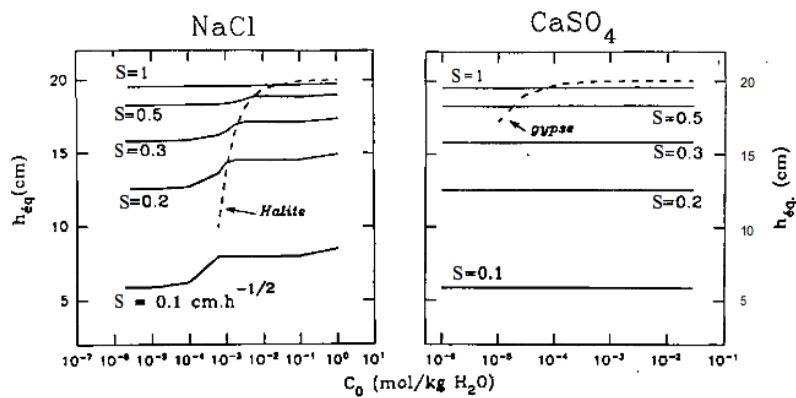


FIGURE 1.11: Exemples d'évolution de la hauteur d'équilibre en fonction de la concentration et du type de sel, pour différentes valeurs de S et pour une humidité relative de 33% et $\epsilon = 4 \text{ cm}$ (Hammecker, 1995)

de ce type de produits sur des roches utilisés dans la partie septentrionale de l'Espagne. J'ai étudié plus particulièrement les incidences sur la géométrie du réseau poreux ainsi que les conséquences sur les propriétés de transfert (*Hammecker et al., 1992*). Le produit étudié est un silicate d'éthyle qui en réagissant avec l'eau contenue dans la roche, dépose un gel de silice amorphe au niveau des joints de grains. La principale conséquence du traitement correspond à une réduction de la taille de l'accès aux pores ainsi qu'une diminution des propriétés de transport. Néanmoins lorsque un produit hydrofuge (destiné à protéger les roches) est rajouté au silicate d'éthyle, la porosimétrie au mercure laisse supposer la présence de pores plus larges. Il s'agit cependant d'un artefact lié à une modification de l'angle de contact du mercure sur la surface solide qui n'est plus de 120° lorsqu'elle est hydrofugée.

1.10 Conclusions

Il a été montré que les transferts d'eau dans le réseau poreux des roches sur les monuments sont fondamentaux dans leurs processus d'altération qu'il s'agisse de roches carbonatées, gréseuses, ou même des granites (*Alves et al., 1996*). Ces transferts en milieu non-saturé, généralement peu documentés dans les roches, ont d'une part été abordés et modélisés par des approches phénoménologiques tirées de la physique du sol et d'autre part par une approche microscopique héritée de l'analyse pétrographique. Il ressort clairement que ce sont les structures de porosité (tant par leur dimensions que par leur agencement) qui gouvernent les propriétés de transfert d'eau dans les roches en milieu non saturé. En particulier il a été montré que les propriétés d'infiltration peuvent être décrite par une modélisation relativement simple dans un tube de section variable défini par deux rayons ayant une signification géométrique : le rayon moyen des pores et le rayon moyen de leurs pores d'accès.

La configuration idéale pour les transferts hydriques permettant de minimiser la dégradation des roches consiste à favoriser l'évaporation superficielle. A l'échelle du réseau poreux, les pores moteurs développant les pressions capillaires les plus fortes, devraient se trouver en surface et les pores réservoirs et conducteurs avec des rayons plus larges plus en profondeur.

Hormis pour le gypse qui est d'origine atmosphérique, les autres sels solubles incriminés dans la dégradation des roches sur les monuments sont d'origines anthropiques et souvent liés à la présence de ciment Portland. L'incidence sur l'activité de l'eau de la plupart des sels solubles trouvés sur les monuments est relativement limitée sauf pour la halite qui en se concentrant abaisse le flux évaporatif et tend à favoriser la cristallisation en surface.

Chapitre 2

La salinisation des sols.

Suite à mon recrutement à l'ORSTOM en 1994 sur un poste de chargé de recherche en pédologie - physique du sol, j'ai du mettre à profit mes connaissances acquises sur les roches vers les sols. En particulier par rapport à la mission qui m'a été confiée consistant en quantifier et modéliser les risques de salinisation et d'alcalinisation des sols dans les périmètres irrigués de la moyenne vallée du fleuve Sénégal (Figure 2.1). Bien qu'a priori éloignée de la problématique de la dégradation des roches sur les monuments, la salinisation des sols est également gouvernée par des mécanismes de transfert d'eau et de solutés dans le réseau poreux du sol. Les propriétés hydrodynamiques des sols régulant ces flux, sont quant à elles également déterminées par les structures de porosité découlant des paramètres texturaux et structuraux du sol. Les mécanismes de bases dans les deux contextes sont identiques et justifient cette étude. Les transferts dans les sols sont décrits par un formalisme mathématique éprouvé permettant de les modéliser précisément. Par ailleurs les interactions entre les solutions salines, les minéraux constitutifs et les surfaces réactives des sols sont également formalisées grâce à l'approche thermodynamique de la géochimie.

2.1 La problématique des sols salés

2.1.1 Généralités et définitions.

On parle de sols salés quand les caractéristiques morphologiques, les propriétés physico-chimiques ou agronomiques des sols sont modifiées par la présence de sels solubles en quantité notable dans la solution du sol ou sous forme de cristaux. De manière générale lorsque la conductivité électrique de la solution du sol est supérieure à 0.4 dS/m (ou mS/cm) le sol est considéré comme salé.

Les sols salés se forment généralement dans des zones à forte demande évaporative, lorsque le bilan hydrique présente un déficit de lixiviation. En effet, lors du séchage du sol, l'eau se vaporise et les sels minéraux restent sur place et s'accumulent, généralement dans la partie supérieure du profil de sol. Les sols salés se rencontrent donc essentiellement dans les zones arides à travers le monde et plus particulièrement dans les zones intertropicales où la préservation des sols est primordiale. La gestion de ce type de sol est un problème environnemental majeur pour le développement de l'agriculture irriguée dans ces zones arides ou semi-arides.

Tous les types de processus de salinisation ne sont pas équivalents dans la mesure où leurs conséquences sur la qualité du sol sont différentes et où la restauration des propriétés initiales du sol est plus ou moins difficile. On distingue généralement trois types de processus \sim :

- le processus de salinisation est une accumulation excessive de sels solubles (chlorures, sulfates, carbonates..) dans le profil de sol qui diminue la disponibilité de l'eau pour les plantes en les soumettant à un stress osmotique. Suivant la nature des sels, c'est à dire qu'ils soient neutres (chlorures, sulfates, ...) ou alcalins (bicarbonates, carbonates, ...) on distingue des évolutions différentes, qui auront des conséquences physico-chimiques particulières.
- la sodisation correspond à une accumulation de sodium sur le complexe d'échange cationique du sol. Elle se manifeste par une diminution de la porosité ainsi que de la stabilité structurale des sols.
- L'alcalinisation est une accumulation de bases d'acides faibles comme les bicarbonates est qui conduit à une augmentation du pH du sol. L'augmentation du pH peut devenir problématique pour la croissance des plantes dans la mesure où elle peut bloquer l'assimilation de certains nutriments. Par ailleurs le phénomène d'alcalinisation contribue à accélérer la sodisation. En effet, la précipitation de calcite (CaCO_3) enrichit relativement la solution du sol en sodium qui de ce fait s'adsorbe préférentiellement sur le complexe d'échange.

2.2 Contexte scientifique de la recherche en partenariat.

2.2.1 Au Sénégal et pays avoisinants

A la suite de la régulation du débit du fleuve Sénégal grâce au barrage réservoir en amont de Manantali et au barrage anti-sel dans le delta à Diama, on a assisté à un développement spectaculaire de la culture irriguée dans la vallée du fleuve. Par conséquent, sous la pression de l'intensification de la culture et de l'augmentation des surfaces irriguées, les conditions environnementales, en particulier les qualités des sols et des eaux, ont subi d'importantes modifications. C'est ainsi que dans le cadre du programme de recherche ORSTOM - ISRA " *Développement de l'agriculture irriguée et systèmes de production dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal* ", les travaux de Boivin (1995) centrés sur la région de Podor, ont permis d'identifier les unités géomorphologiques, les grands mécanismes hydro-pédologiques associés, ainsi que les modifications apportées par l'irrigation et la pratique de la riziculture ou de la culture maraîchère (Boivin et al., 1998). Ces études ont notamment permis de mettre en évidence l'importance des mécanismes de transferts hydrosalins, responsables de modifications chimiques, minéralogiques et structurales des sols. En effet, la présence dans toute la région de Podor, d'une nappe d'eau salée, dont la profondeur varie de 1.5 à 3 m, ainsi que la présence de niveaux salés dans les sols, associés à une irrigation intense (par submersion dans les rizières), justifie d'un suivi précis de l'hydrodynamique du milieu. Par ailleurs, la qualité de l'eau d'irrigation pompée du fleuve ou de ses défluent n'est pas optimale, car bien qu'elle soit très peu chargée en éléments dissous, elle présente comme la plupart des grands fleuves sahéliens, une légère alcalinité résiduelle calcite positive. Les infiltrations d'eau très lentes, dues à la nature très argileuse des sols de la région de Podor, favorisent la concentration de l'eau d'irrigation dans les parcelles et l'accumulation de sels en surface. La composition de l'eau d'irrigation semble suggérer une accumulation de sels carbonatés accompagnée d'une augmentation du pH de la solution du sol. Au risque de salinisation se superpose ainsi un risque d'alcalinisation potentiel et de sodisation des sols (Boivin, 1995). Il est apparu que la dynamique de l'eau et des sels dans les sols est l'un facteur prépondérant dans le développement de ces processus de transformation. Pour une bonne compréhension de ces mécanismes, il est donc indispensable de pouvoir quantifier l'infiltration, l'évapotranspiration, les éventuelles recharges de nappe, et les remontées capillaires. L'étude fine de la dynamique de l'eau dans ces sols est d'autant plus intéressante que la gestion de l'eau est probablement le paramètre sur lequel on peut intervenir le plus facilement dans les conditions de culture paysannes d'un pays sahélien.

Ce travail de recherche a été menée essentiellement dans la région de Podor où un important

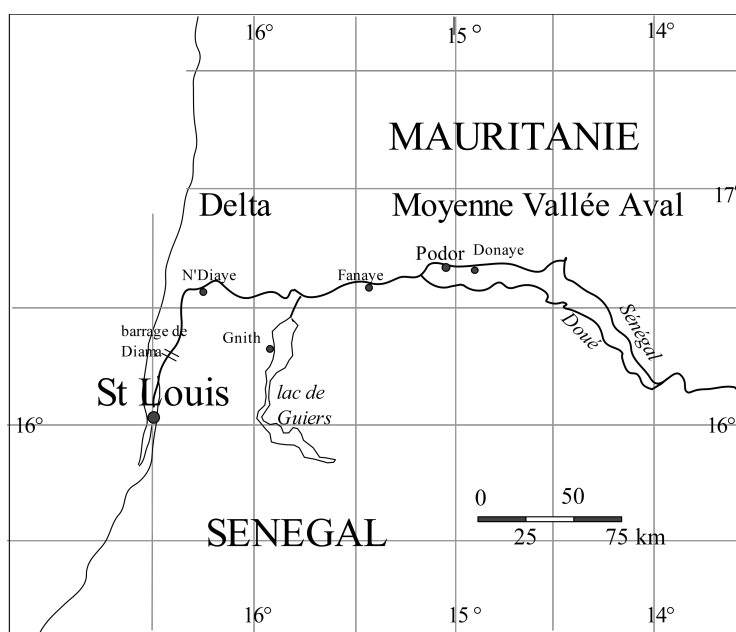


FIGURE 2.1: Localisation des différents sites d'étude dans la vallée du fleuve Sénégal

dispositif expérimental et une longue tradition de collaboration avec les acteurs locaux, nous ont permis de suivre avec précision la qualité des eaux et des sols depuis plusieurs années. Par ailleurs, les collaborations avec l'ADRAO¹, nous ont également amené à suivre et étudier les bilans hydro-salins sur un site dans le delta, à N'Diaye, et un site dans la moyenne vallée, à Fanaye (Hammecker et al., 1998). Dans le cadre du programme régional PSI (Pôle Systèmes Irrigués) l'intervention de notre équipe a également porté sur trois zones d'étude au Sénégal : la moyenne vallée du Fleuve (région de Podor), la bordure occidentale du Lac de Guiers (Nder et Ghnit) et le delta central (Hammecker et al., 1999).

2.2.2 En Thaïlande

Le paysage vallonné du nord-est de la Thaïlande, souvent appelé le Plateau Khorat, comprend deux éléments géomorphologiques distincts : (i) les plaines (low-lands) à une altitude de 170 m où les sols de rizières sont sévèrement affectés par la salinisation et (ii) les plateaux (up-lands) atteignant 240 d'altitude (Figure 2.2) qui étaient autrefois couverts par une forêt originelle de *Dipterocarpus*. Cette dernière a été déboisée au cours des dernières décennies pour étendre les cultures de rente comme le manioc, la canne à sucre et le maïs. Suite à cette déforestation le niveau de la nappe salée profonde est progressivement remontée à proximité de la surface. Cette remontée a été attribuée à un déficit d'évapotranspiration des cultures saisonnières par rapport aux arbres dans les zones de recharge que constituent ces plateaux (Williamson et al., 1989; Imaizumi et al., 2002).

La salinisation affecte ces sols depuis plusieurs décennies conduisant à des baisses de rendement significatives et dans certains cas à l'abandon des terres. La salinité des sols ne s'exprime pas uniformément, mais se développe en taches de 10 à 100 m² de surface. L'origine de cette salinisation

1. Association pour le Développement de la Riziculture en Afrique de l'Ouest

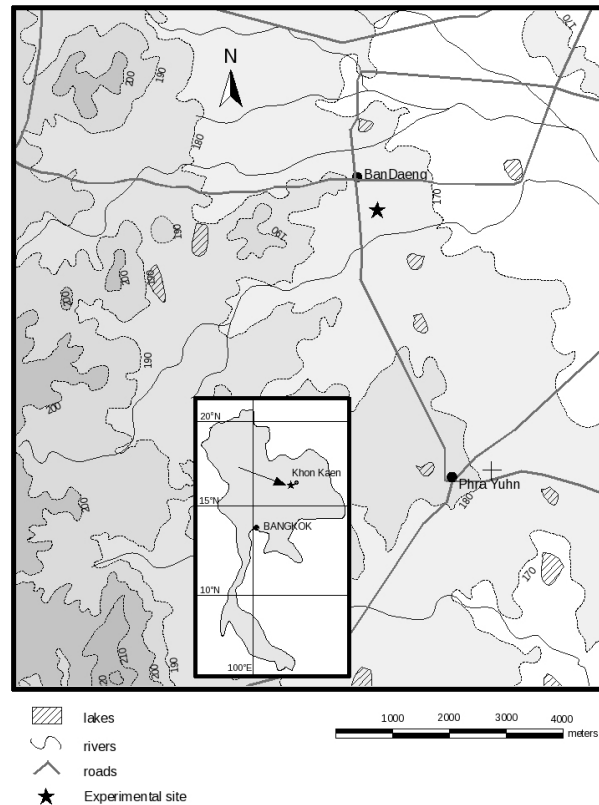


FIGURE 2.2: Localisation de la zone d'étude dans le NE de la Thaïlande

est attribuée à la présence d'une nappe profonde régionale baignant dans des dépôts sédimentaires salins de la série de Maha Sarakam (Ghassemi et al., 1995). Afin de préciser le rôle des transferts d'eau dans le sol et le développement de la salinité, il a été décidé de mesurer les flux d'eau à l'intérieur et à l'extérieur d'une tache salée pendant la saison des pluies et la saison sèche, dans la région de Khon Kaen ($16^{\circ} 2201.300N$, $102^{\circ} 38030.800E$). Un site expérimental a été instrumenté dans une rizière afin de quantifier précisément les flux d'eau et de solutés dans la zone vadose, la dynamique de la nappe phréatique et le développement de la salinité pendant différentes saisons de culture de riz. Le sol est classé comme paleaquent (ultisol hydromorphe) et appartient à la série de sols Kula Ronghai. Le profil de sol de 2 m d'épaisseur est sableux fin à limoneux uniforme principalement composée de quartz, de minéraux argileux (kaolinite et smectite) et des oxydes et hydroxydes Fe et Mn, attestant des conditions hydromorphes périodiques. En fait dans la partie inférieure la texture est limono-argileuse et conditionne un très mauvais drainage. Le sol est saturé pendant la majeure partie de la saison des pluies (4 à 5 mois). Entre autre particularité, ce sol présente un niveau compacté continu à 50 - 70 cm de profondeur qui est systématiquement interrompu à l'aplomb des taches salées.

Le suivi piézométrique révèle que la pression est transmise quasi instantanément depuis la zone de recharge et les rizières attestant ainsi que la nappe située sous le niveau de sol dense est captive.

Il a pu être démontré que les mouvements d'eau décrits par l'hydrogéologie à l'échelle régionale,

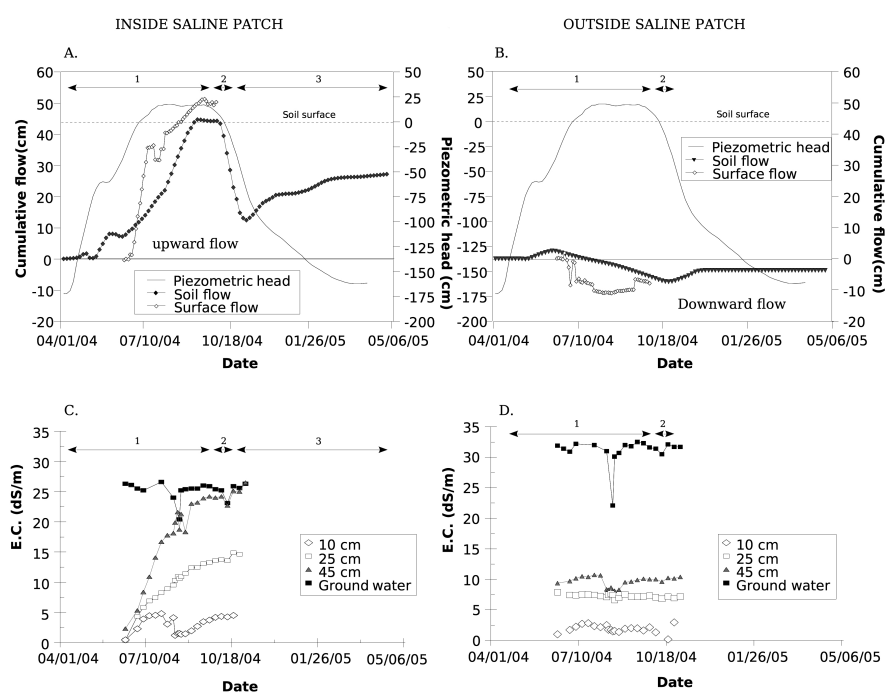


FIGURE 2.3: Evolution chronologique des flux d'eau dans le sol et de la charge piézométrique **A.** à l'intérieur de la tache salée **B.** à l'extérieur, et évolution de la conductivité électrique de la solution du sol à différentes profondeurs le long du profil **C.** à l'intérieur et **D.** à l'extérieur de la tache salée (Hammecker et al., 2012).

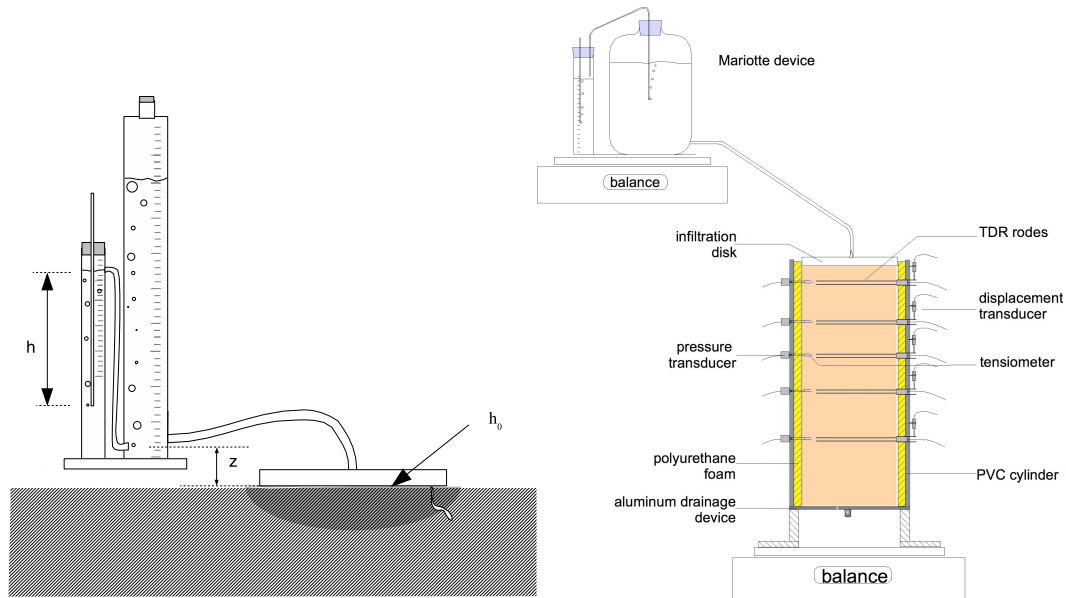


FIGURE 2.4: Représentation schématique de l'infiltromètre à disque

se retrouvent à l'échelle des profils de sol et sont largement responsables de la salinisation des sols. Contrairement aux processus de salinisation habituellement décrits, à savoir par évaporation pendant la saison sèche, dans le NE de la Thaïlande l'accumulation de sels à la surface du sol se produit lors de la saison des pluies, en condition immergée au bénéfice de remontées artésiennes d'une nappe salée Hammecker et al. (2012).

C'est travaux ont été réalisés dans le cadre de différents mémoires de stage (Emeline Rivallan, Joanne Bernardeau) et de doctorats (Siwaporn Seltacho, Rami Razouk)

2.3 Les propriétés physiques des sols.

Les différents types de sols rencontrés dans la vallée du fleuve Sénégal présentent des textures très variables allant de sols argileux (vertisols) dans les cuvettes de décantation le long du fleuve, jusqu'à des sols sableux à proximité des systèmes dunaires (Barbiero et al., 2001; Furian et al., 2011). J'ai déterminé les propriétés hydrodynamiques des sols cultivés (riz, maraîchage, mil, etc.) avec différentes techniques dont les principales ont été l'infiltrométrie à disque (Perroux and White, 1988; Smettem and Clothier, 1989) et la méthode de Wind (1968). La particularité d'une partie de ces sols, est de présenter des propriétés gonflement retrait propres aux vertisols et donc des propriétés hydrodynamiques spécifiques. Ces variations de volume du sol ont donc été prises en compte pour exprimer les teneurs en eau volumiques (Hammecker et al., 2002).

2.4 Modélisation de l'infiltration dans les sols.

L'infiltration de l'eau dans le sol a été largement étudiée et modélisée par de nombreux chercheurs selon des formalismes, modalités et techniques différents allant de relations empiriques à des modèles à bases physiques (Ravi and Williams, 1998). Cependant l'approche des structures de porosité à l'échelle microscopique est assez largement ignorée dans le domaine de la modélisation

des transferts d'eau dans les sols. A la faveur de nombreuses caractérisations physiques de différents types de sols au Sénégal, j'ai pu tester et améliorer le modèle développé précédemment pour l'infiltration dans les roches.

L'un des modèles le plus simple et le plus utilisé pour décrire la cinétique d'infiltration est la relation de Philip (1957) :

$$I = S \cdot \sqrt{t} + A \cdot t \quad (2.1)$$

où S est la sorptivité correspondant à la cinétique de la phase de régime d'infiltration transitoire, marquée par l'effet combiné de la capillarité et de la gravité ; A représente la cinétique de la phase à flux constant, dominée essentiellement par l'écoulement gravitaire. Les simulations d'infiltration réalisées à partir du modèle microscopique d'assemblage de sphères décrites par l'équation 1.10 ont permis de déterminer les paramètres S et A correspondants. Il a ainsi été possible de déterminer des relations spécifiques entre les paramètres S et A en fonction du rapport entre le rayon d'accès et le rayon du pore R/r_a (figure 2.5a.). La robustesse de la résolution numérique choisie pour le modèle d'empilement de sphère a pu être validée en poussant la limite du rapport R/r_a vers 1 et en comparant les résultats avec la relation analytique pour le tube cylindrique (Equation 1.8). La représentation des résultats d'infiltration de ce modèle en considérant différentes valeurs de rayon d'accès et rayon de pore dans l'espace $A = f(S)$ a permis de définir des relations empiriques liant les paramètres géométriques aux paramètres de l'infiltration :

$$\log(A) = 1.2028 \cdot \log(S) + B(r_a) \quad (2.2)$$

$$\log(A) = 1.9873 \cdot \log(S) + B(R) \quad (2.3)$$

où les seconds termes B correspondent à :

$$B(r_a) = 0.0297 \cdot (\log(r_a))^2 + 1.6158 \cdot \log(r_a) + 5.4107 \quad (2.4)$$

$$B(R) = 0.091 \cdot (\log(R))^2 + 1.9489 \cdot \log(R) + 6.7262 \quad (2.5)$$

Inversement on peut également déterminer les deux types de rayon à partir des paramètres d'infiltration :

$$\log(r_a) = 0.0143 \cdot \frac{\sqrt{-198462 \cdot \log(S) + 165000 \cdot \log(A) + 2733359}}{1.583448372 \cdot 10^9} - 27.2 \quad (2.6)$$

$$\log(R) = \frac{\sqrt{-72337720 \cdot \log(S) + 36400000 \cdot \log(A) + 134987441}}{1820} - 10.71 \quad (2.7)$$

Il a par ailleurs également été possible de définir une zone "interdite" dans l'espace $A = f(S)$, où conformément à ce modèle de sphères empilées, le rapport R/r_a serait inférieur à 1, et donc il est a priori impossible de trouver des cinétiques d'infiltration avec certains couples de valeur S et A (Figure 2.5b.).

Pour les différents types de sols testés, il a été possible de déterminer des rayons de pore et des rayons d'accès au pore à partir des courbes de rétention présentant les cycles de drainage et d'imbibition. En effet considérant que le phénomène d'hystérésis décrit sur les courbes de rétention étant lié à la présence d'évasements et d'étranglements dans le réseau poreux on peut définir le seuil de pore donnant accès à l'essentiel du réseau poreux (figure 2.6). Les paramètres hydrodynamiques déterminés sur une grande variété de types de sols ainsi que ceux extraits de différentes bases de

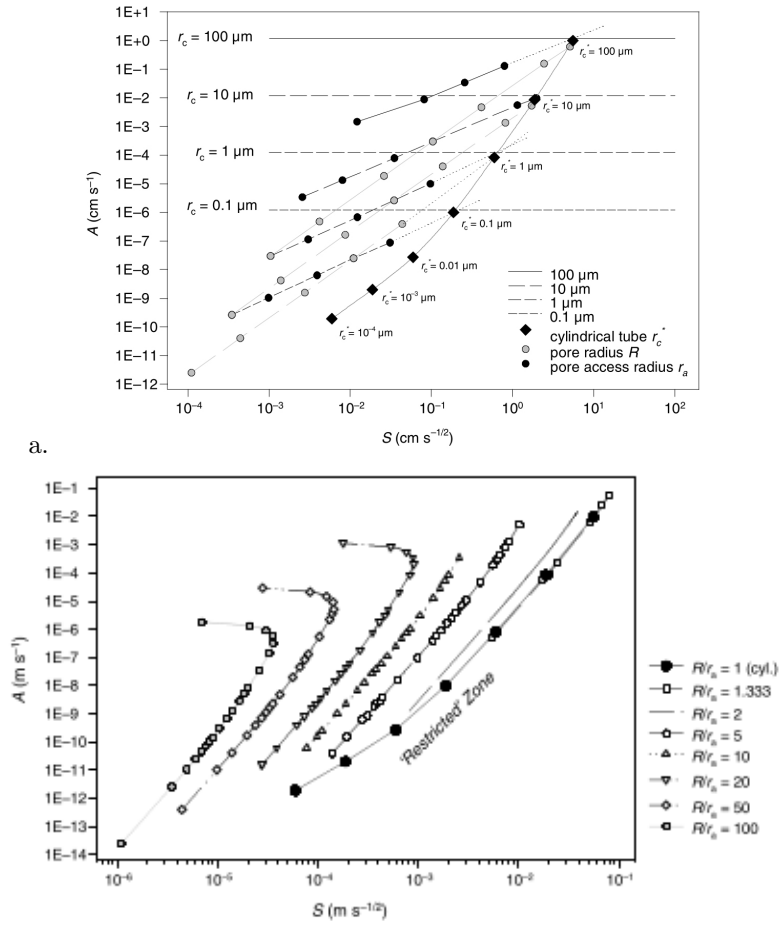


FIGURE 2.5: Valeurs de S et A calculées pour des rapports rayon de pore rayon d'accès constants (Hammecker et al., 2004).

données (UNSODA) ont permis de valider le modèle et de montrer que dans la plupart des cas deux valeurs de rayons permettaient de décrire la cinétique d'infiltration dans le sol.

Réciproquement, grâce à ce modèle il est également possible de dériver les principaux paramètres hydrodynamiques de van Genuchten (Hammecker et al., 2004).

2.5 Evolution des sols sous culture

Plusieurs sites ont été étudiés dans la vallée du fleuve Sénégal, en particulier situés dans la région de Podor, (moyenne vallée aval) ainsi que dans le Delta. Dans la moyenne vallée les études se sont concentrées plus particulièrement sur les sites de Donaye IT 1 (Favre, 2000) ainsi que sur le site expérimental de Fanaye (ISRA -ADRAO) (Samba-Diène, 1998).

Les trois sites étudiés présentent des conditions hydrodynamiques et chimiques bien distinctes. Dans le delta le site Ndiaye est caractérisé par la présence d'une nappe, très proche de la surface et dont le faciès chimique est extrêmement marqué par les dépôts marins. La contribution alcaline de l'eau d'irrigation est sans aucun effet sur l'évolution chimique du profil à court ou moyen terme.

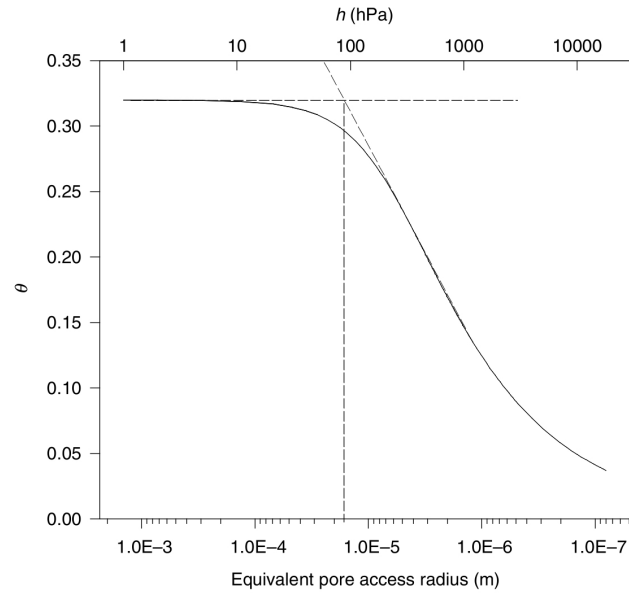


FIGURE 2.6: Détermination du seuil de pore donnant accès à l'essentiel du réseau poreux sur la courbe de rétention (Hammecker et al., 2004).

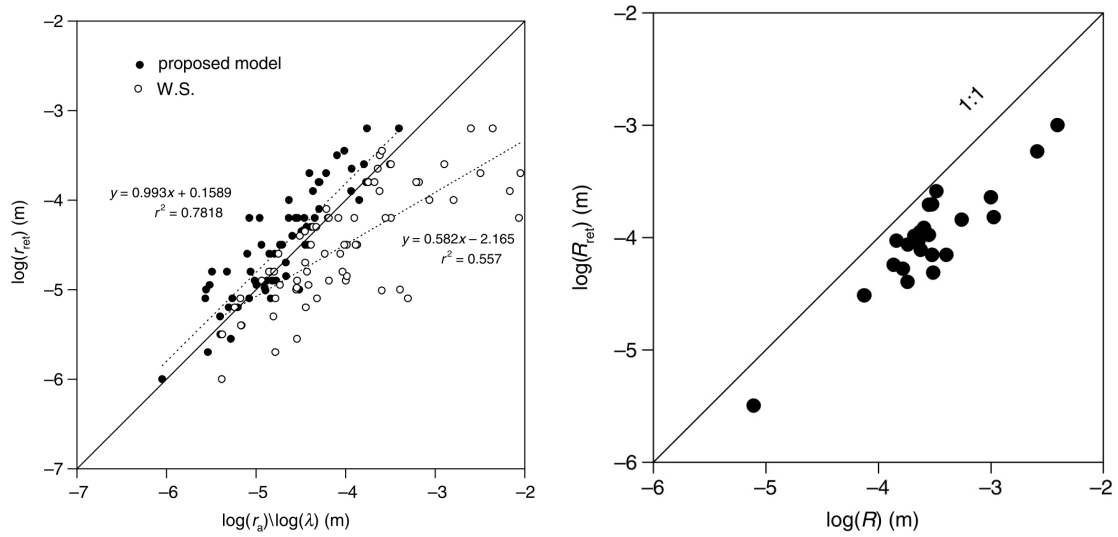


FIGURE 2.7: Rayons d'accès aux pores déterminés sur la courbe de rétention (r_{ret}) en fonction des Rayons d'accès aux pores (r_a) déterminés grâce au modèle proposé (\bullet) et la taille moyenne pondérée des pores (λm) définie par White and Sully (1987) (\circ). (Hammecker et al., 2004)

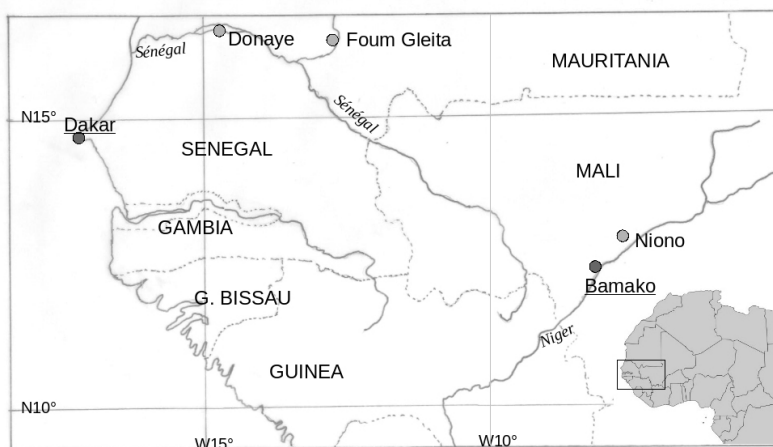


FIGURE 2.8: Position des sites étudiés : Donaye dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, Fom Gleita de la vallée du Gorgol noir (Mauritanie) et Niono à l'Office du Niger (Mali)

L'irrigation a un simple rôle mécanique permettant de faire remonter le niveau de la nappe. Sur le site de Fanaye dans la moyenne vallée, malgré l'usage d'une eau d'irrigation très alcaline, l'absence de nappe permettant aux solutions de filtrer vers le bas et la forte capacité d'échange de ces sols, principalement saturée en calcium et magnésium, permettent d'écarter à court terme le risque d'alcalinisation. Cependant les conditions d'évolution géochimiques de ces sols risquent de changer si toutefois au fil des années d'irrigation une nappe superficielle venait à s'installer. Enfin sur le site de Donaye, on observe qu'à la faveur des cycles d'irrigation qu'a subi le sol, un stock d'alcalinité s'est constitué en surface. Cependant les rôles couplés de la nappe permettant de remonter des solutions au faciès salin neutre vers la surface et de la forte capacité d'échange de ces sols, jouent un rôle de tampon chimique dans le processus d'alcalinisation. Il faut néanmoins préciser que la réserve saline neutre tend à être évacuée (probablement vers le fleuve lors des crues d'hivernage) et que de ce fait la composition de la solution du sol va évoluer vers un pôle plus alcalin et donc un processus d'alcalinisation serait à envisager.

2.6 Modélisation géochimique.

La problématique de l'alcalinisation des sols est particulièrement prégnante dans le cas des périmètres irrigués de la vallée du Fleuve Sénégal, mais également du Niger. Dans le cadre du programme régional PSI il a été possible de comparer des situations différentes au Sénégal, en Mauritanie et au Mali (Figure 2.8).

A partir de la qualité des eaux d'irrigation et de nappe représentées dans le tableau 2.1, on peut supposer qu'il existe de forts risques d'alcalinisation voire sodisation du sol. En effet l'eau d'irrigation bien qu'étant peu concentrée présente une alcalinité résiduelle positive ($\text{Alc} > \text{Ca}^{++}$) et un "Residual Sodium Carbonate" positif ($\text{Alc} > \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$). En se concentrant cette eau s'enrichit

TABLE 2.1: Composition des eaux d'irrigation (I) et des nappes (GW) dans les trois sites d'étude (Hammecker et al., 2009).

	Ca	Mg	Na	K	Alk.	Cl	SO ₄	RA _{calcite}	RSC	pH	SAR	EC
	x 10 ⁻³ mol _c .l ⁻¹											dS.m ⁻¹
Foum I	0.78	0.38	0.32	0.12	1.4	0.11	0.09	0.62	0.24	7.54	0.42	0.17
Niono I	0.11	0.1	0.17	0.05	0.38	0.08	0	0.27	0.17	6.52	0.62	0.04
Niono GW	0.62	0.36	6.05	0.09	6.91	0.13	0.08	6.29	5.93	7.29	8.62	0.58
Donaye I	0.23	0.12	0.1	0.06	0.61	0.06	0.07	0.38	0.26	7.28	0.25	0.07

TABLE 2.2: Cations échangeables et ESP pour les sols des trois sites d'étude (Hammecker et al., 2009).

	XCa	XMg	XNa	XK	Σcat	ESP
	cmol _c .kg ⁻¹					%
Fom Gleita	11.8	4.8	0.3	0.6	17.5	1.71
Niono	5.5	2	1.5	0.1	9.1	16.48
Donaye	13	9	0.4	0.3	22.7	1.76

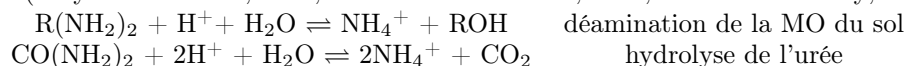
relativement en espèces carbonatées et en cations alcalins (essentiellement sodium), le calcium et le magnésium étant immobilisés dans la calcite et les silicates magnésiens qui sont les premiers minéraux à précipiter (figure 1). Cependant ce raisonnement ne tient pas compte des interactions chimiques et physiques avec le sol, ni des conditions hydriques propres à chaque situation. Afin d'évaluer les conséquences de l'irrigation sur la qualité du sol et donc sur la durabilité du système, le recours à la simulation numérique s'est révélé être riche en renseignements (Hammecker et al., 2009).

En se basant sur les suivis de bilans hydro-salins effectués dans le cadre de travaux de thèse de *Samba-Diène (1998)*; *van Asten (2003)* et de *Condom (2000)* il a été possible de déterminer les principales dynamiques hydriques et les compositions des eaux d'irrigation et des nappes dans différents sites représentatifs à l'échelle de la région et de simuler les interactions entre les phases minérales, les cations échangeables et les différentes solutions du sol avec le programme PHREEQC (Parkhurst and Appelo, 1999). Ce code de calcul de spéciation des différents espèces dissoutes et des interactions thermodynamiques et cinétiques, offre la possibilité de calculer des équilibres chimiques par ajout ou retrait de phases, de mélanger des solutions dans des proportions voulues.

L'utilisation de cette palette de possibilités offerte par PHREEQC a permis de rendre compte de différents modes de gestion rencontrés sur le terrain (drainage superficiel, drainage profond, incorporation ou non des résidus de culture ..) et d'envisager l'évolution de la qualité du sol sur les cinquante prochaines années.

Les interactions entre la l'eau d'irrigation, la solution du sol, éventuellement avec l'eau de la nappe, avec la phase solide utilisées dans ces simulations sont représentées schématiquement dans la figure 2.9.

Lorsque que l'on introduit la plante dans le système géochimique, il faut également prendre en compte le cycle de N. Dans les rizières immergées la plante absorbe l'azote sous forme d'ammonium issu de la déamination de la matière organique et de l'hydrolyse de l'urée utilisée comme engrais azoté (Helyar and Porter, 1989; Kirk and Kronzucker, 2000; Bolan and Hedley, 2003) :



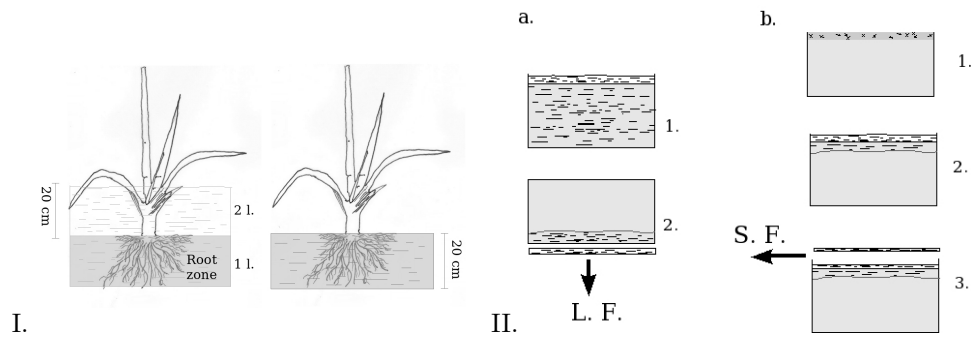


Figure 2.9: Représentation schématique de l'usage de l'eau dans la modélisation : I. Deux litres de solution à la surface du sol et un litre dans la zone racinaire. II.a. La fraction de lessivage vers la nappe (LF) correspond à une fraction de la solution du sol qui est soustraite du système ; b. le lessivage superficiel (SF) correspond à la soustraction d'une fraction des solutés qui se sont concentré à la surface du sol après la saison sèche (Hammecker et al., 2009).

Bien que les indicateurs permettant de qualifier la qualité des eaux d'irrigation, pointent des risques d'alcalinisation et de sodisation, les résultats des simulations montrent des situations bien plus nuancées. En effet il apparaît que l'effet tampon de la forte CEC du sol de Donaye par exemple constitue un rempart efficace face à la sodisation même au bout de 70 années. Par ailleurs l'incidence du prélèvement d'éléments et donc d'alcalinité du riz inondé est notable sur le long terme si l'ensemble de la biomasse est exporté de la parcelle (figure 2.10). Cependant la simulation montre que la pratique la plus efficace pour assurer la durabilité de la pratique est de lessiver la surface du sol au terme de la saison sèche lorsque l'essentiel des solutés et sels se sont accumulés à la surface du sol.

En se basant sur les résultats de cette modélisation géochimique prospective on peut affirmer que l'alcalinisation des sols dans les périmètres irrigués de cette zone sahélienne n'est pas une fatalité. Malgré la qualité de l'eau et la forte demande évaporative, les perspectives de dégradation des sols liés à l'irrigation sont limitées à court et moyen terme. L'évolution de la qualité du sol (en particulier le pH de la solution et l'ESP) peut être maîtrisée par une gestion adéquate de l'irrigation et des résidus végétaux. Ces résultats viennent par ailleurs étayer les observations de terrain qui montrent qu'au terme de 20 d'irrigation dans les périmètres irrigués de Donaye (Sénégal) l'incidence sur l'ESP des sols est imperceptible et l'accumulation "d'alcalinité" ne présente qu'une très faible augmentation (Hammecker et al., 2009).

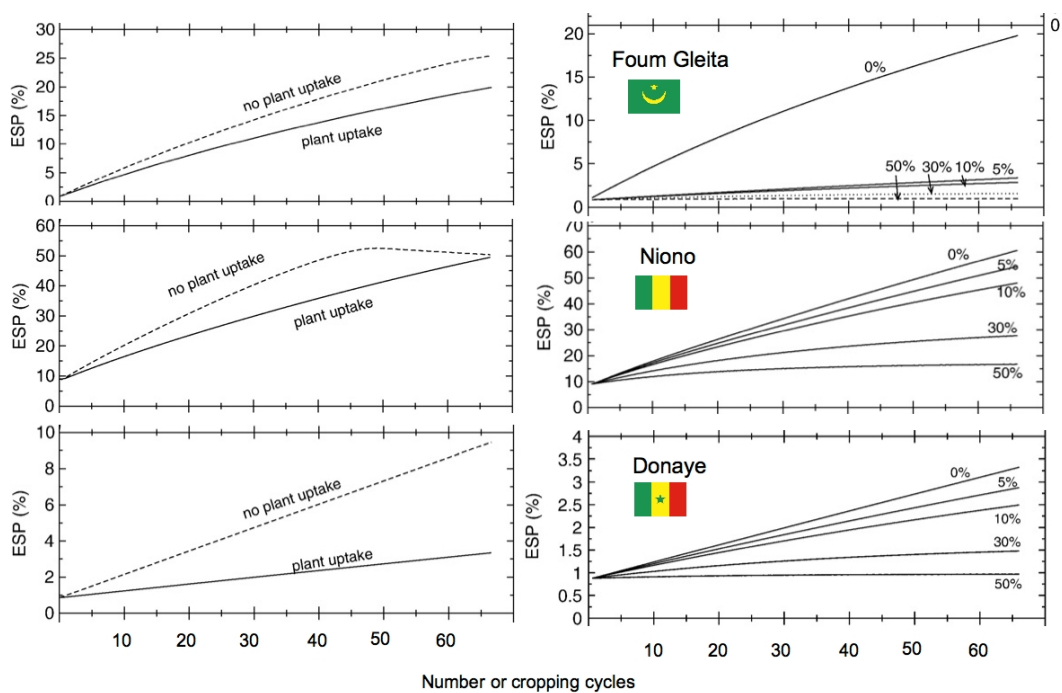


Figure 2.10: résultats de simulation de l'évolution du sodium échangeable (ESP) dans les trois situations de périmètre irrigué, en fonction du prélèvement par le riz et en fonction de la fraction de lessivage superficiel (Hammecker et al., 2009).

Chapitre 3

Incidence de la salinité sur les transferts hydriques

Les transferts hydriques et en particulier les processus d'infiltration, sont conditionnés par la géométrie du réseau poreux, comme ceci a été montré précédemment. Or il est admis que la présence de solutions salées et plus particulièrement sodiques, contribuent à la dispersion des argiles, à l'effondrement des agrégats et donc à une chute de la conductivité hydraulique. Cet aspect a été étudié de manière distincte dans les situations rencontrées au Sénégal et en Thaïlande où les états initiaux et les types de salinisation sont différents.

Dans la moyenne vallée du Fleuve Sénégal, le sol est peu salé en surface mais il existe des risques d'alcalinisation potentiels et donc de sodisation liés à l'irrigation réalisée à partir de l'eau du Doué (défluent du Sénégal) qui présente une ARC positive. En se concentrant de grandes quantités de calcite vont précipiter et cette eau va progressivement s'enrichir en sodium et bicarbonates - carbonates suivant le schéma présenté en annexe dans la figure 2. Les solutions résultantes devraient ainsi présenter des valeurs SAR élevées et donc des propriétés dispersantes.

Par ailleurs dans le Nord-Est de la Thaïlande, on a démontré précédemment, que les processus de salinisation étaient différents et que le sol est déjà fortement salé et que la riziculture est pluviale. La dilution de la solution du sol, par les apports d'eau de pluie sont donc susceptibles de disperser les argiles et de modifier les propriétés hydrauliques du sol. Afin d'évaluer les conséquences de la sodisation sur les propriétés hydrodynamiques des sols dans les différentes situations, on a réalisé des mesures expérimentales sur le terrain et au laboratoire et par ailleurs différentes approches de modélisation numériques ont été mises au point et testées.

3.1 Expérimentations de terrain

Les mesures de conductivité hydraulique à saturation (K_s) in situ, réalisées à l'aide d'infiltromètres à disque avec de l'eau distillée et avec des solutions salines variées permettent de simuler différentes situations. Au Sénégal, les infiltrations ont été réalisées sur des sols plus ou moins argileux avec des solutions à concentrations et SAR variables. Les résultats de Meyer (1997) montrent que pour le sol le plus limoneux (Ouro Madiou), le comportement est conforme aux attentes, à savoir une diminution de K_s pour les solutions les plus diluées et pour celles présentant un SAR croissant (Figure 3.11.). En revanche, pour le sol le plus argileux (Ngaoulé) le comportement est bien différent, avec parfois une évolution de K_s inverse. En fait ce comportement s'explique par

deux facteurs essentiels :

1. Le fort pouvoir tampon de la CEC, qui est très élevée et largement saturée en Ca et Mg.
2. La géométrie du réseau poreux qui présente des pores très fins ne permet pas aux particules d'argiles de se déplacer beaucoup et donc d'en modifier les dimensions.

Le processus de sodisation et de modification des propriétés de transport des sols ne sont pas le fait uniquement de la qualité de l'eau de percolation mais résultent bien d'une interaction entre les propriétés physico-chimiques et géométriques du sol ainsi que de la géochimie des eaux d'infiltration.

Les mesures d'infiltration réalisées sur les sols sableux salés du NE de la Thaïlande (Thèse *R. Razouk*, Hammecker et al., 2005) montrent que l'utilisation d'eau distillée tend à réduire les valeurs de K_s et à modifier l'allure de la courbe d'infiltration (Figure 3.12.)

3.2 Mesures de laboratoire

Des expériences de percolation de solutions salines sur des colonnes de sol non remanié ainsi que des tests de floculation des argiles ont été mises en place afin de déterminer les incidences de la sodisation sur les propriétés de transfert. Ces expérimentations ont eu lieu dans le cadre des thèses de *R. Samba* (UCAD) et de *N. Condom* (ENSA Montpellier) sur des colonnes de sol non remaniées de la vallée du fleuve Sénégal et de l'Office du Niger et sur des sols sableux du NE de la Thaïlande dans le cadre du mémoire de *E. Rivallan*. Les résultats obtenus ont confirmé que la nature argileuse des sols constitue une protection contre le phénomène de sodisation même pour des solutions potentiellement très dispersante. Au contraire sur les sols de nature plus sablo-limoneuse le processus de sodisation s'exprime plus facilement et les conséquences ont pu en être quantifiées. Une relation empirique pour les sols sableux salés (NaCl) du NE de la Thaïlande a ainsi pu être établie :

$$K_s = \begin{cases} \frac{C-6.083}{35.56} & C \leq C_0 \\ K_{max} & C > C_0 \end{cases} \quad (3.1)$$

où $C_0 = 750 \text{ meq.l}^{-1}$. Cette relation empirique déterminée pour les sols du NE de Thaïlande a servi pour modéliser l'évolution des propriétés de transfert.

3.3 Essai de modélisation

Fort de la relation déterminée précédemment, on a pu évaluer numériquement la cinétique d'infiltration à partir de la relation de Philip modifiée :

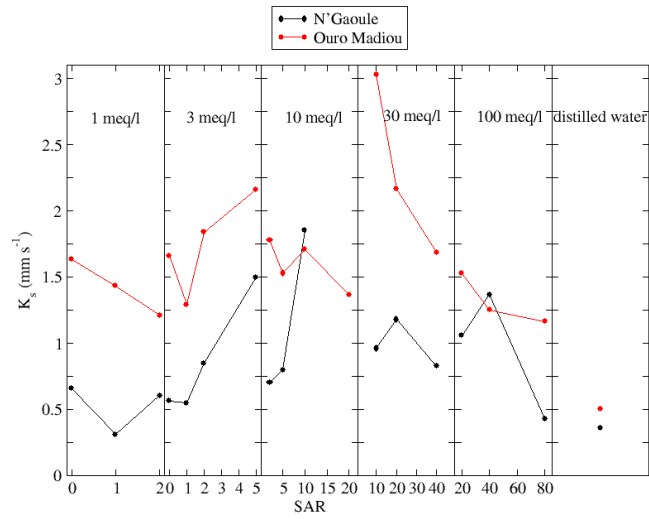
$$I = S\sqrt{t} + K(C) \cdot t \quad (3.2)$$

$$K(C) = \frac{C - b}{a} \quad (3.3)$$

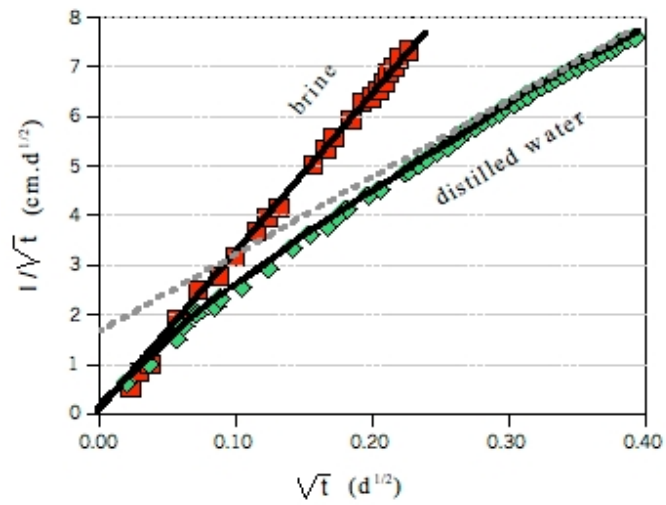
considérant qu'en début d'infiltration le sel est concentré en surface sur une épaisseur de sol de x_0 , l'évolution de la concentration peut être approximée :

$$\begin{cases} I \leq x_0 & C = C_0 \\ I > x_0 & C = \frac{x_0}{I} \cdot C_0 \end{cases} \quad (3.4)$$

$$\Rightarrow I = S \cdot \sqrt{t} + \frac{x_0 \cdot C_0}{a \cdot I} \cdot t - \frac{b}{a} \cdot t \quad (3.5)$$



1.



2.

FIGURE 3.1: 1. Evolution de K_s sur deux types de sols de la Vallée du fleuve Sénégal, en fonction de la salinité et du SAR. 2. Evolution de la cinétique d'infiltration dans un sol sableux salé du NE de la Thaïlande

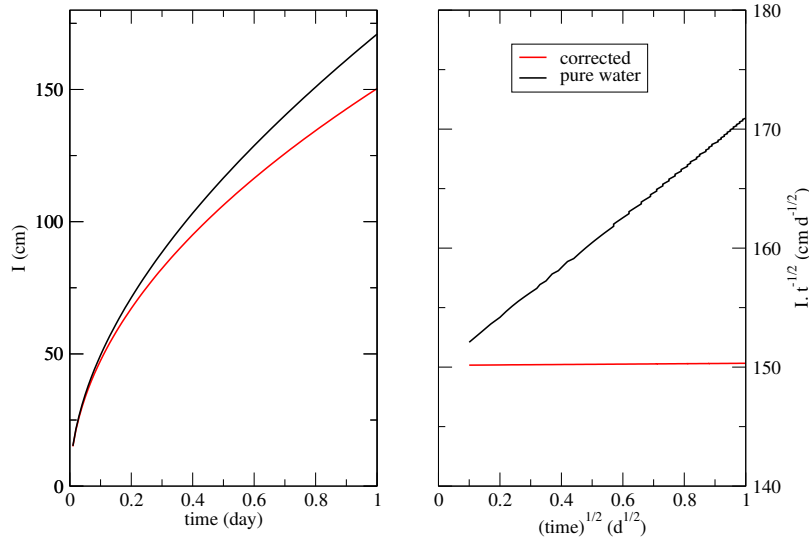


FIGURE 3.2: Cinétique d'infiltration avec et sans prise en compte de la réduction de la conductivité hydraulique à saturation lors de la dilution

$$I = \frac{\sqrt{(S \cdot \sqrt{t} + b \cdot t)^2 + 4 \cdot a \cdot C_0 \cdot x_0 \cdot t + S \cdot \sqrt{t} + b \cdot t}}{2} \quad (3.6)$$

Prenant en compte les variations de la conductivité hydraulique à saturation en fonction de la salinité telle déterminée au laboratoire on peut donc évaluer la cinétique d'infiltration au champs. L'équation 3.6 montre que l'évolution de la salinité de la solution affecte principalement la phase d'infiltration de régime constant. Ce qui est confirmé par la représentation graphique (Figure 3.2) montrant clairement une phase d'infiltration transitoire inchangée mais une phase d'infiltration à flux constant fortement diminuée.

3.4 Modélisation à l'échelle microscopique

A l'échelle microscopique on interprète les modifications des transferts hydriques par la dispersion des argiles qui se déplacent dans le réseau poreux et viennent se déposer au niveau des étranglements les obstruant partiellement. Par conséquent ces sont surtout les rayons d'accès aux pores qui se trouvent réduits (Figure 3.3). On peut donc envisager de simuler l'évolution de la cinétique d'infiltration à partir du modèle de pore présenté précédemment.

Sachant que lors du processus de sodisation et donc de défloculation des argiles, ce sont les rayons d'accès aux pores qui sont réduits on peut prédire les trajectoires suivies par les paramètres d'infiltration. La Figure 3.4 illustre cette tendance pour différents assemblages de pores de rayons différents (de 15 à 1500 μm) et montre clairement que lorsque les rayons d'accès se rétrécissent, la cinétique d'infiltration à flux constant A diminue comme observé expérimentalement et prédit par le modèle précédent. Cependant cette approche microscopique permet également de mettre en évidence une incidence notable sur la sorptivité S correspondant à la phase d'infiltration à flux transitoire. L'incidence sur la variation de la sorptivité est toute fois plus limitée (environ 100 inférieure à celle sur A).

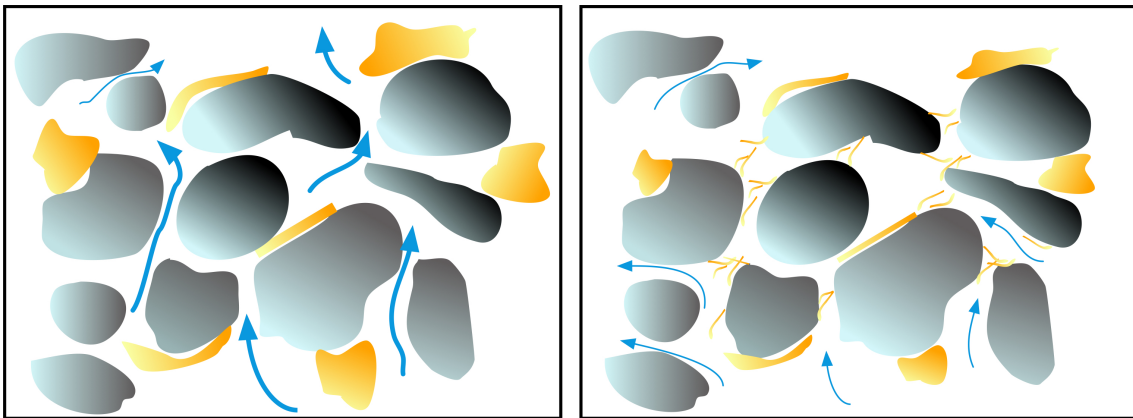


FIGURE 3.3: Représentation schématique de la conséquence de la dispersion des argiles, encombrant le réseau poreux au niveau des étranglements

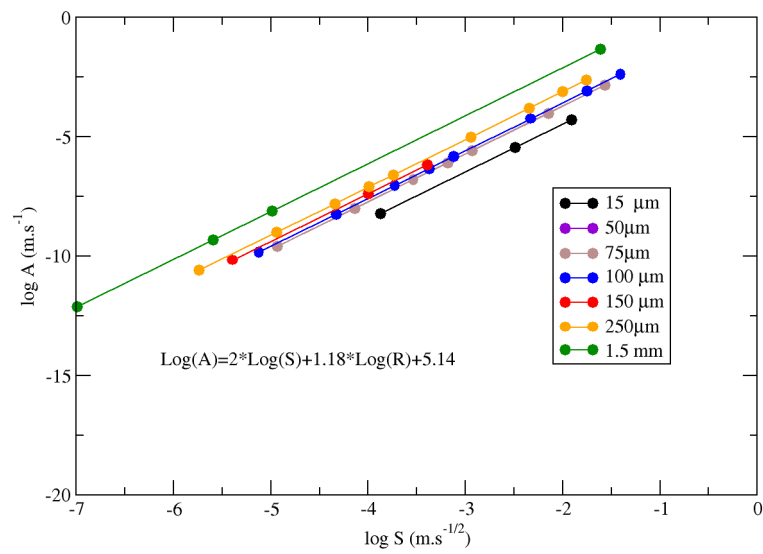


FIGURE 3.4: Evolution des paramètres d'infiltration lors de la diminution des rayons d'accès aux pores indiquée par le sens de la flèche

3.5 Conclusions

Les propriétés hydrodynamiques des sols ne sont pas complètement immuables, elles varient en particulier en fonction de l'évolution de structure du sol. Ainsi la sodisation des sols résultant soit de l'alcalinisation (dans le cas de l'Afrique de l'Ouest) ou de la dilution de solutions sodiques (dans le cas du NE de la Thaïlande) est potentiellement susceptible d'altérer leur conductivité hydraulique. Ces études ont montré que la qualité de l'eau de percolation n'est pas le seul élément provoquant la modification des propriétés physiques du sol, mais que celle-ci est également conditionnée par la garniture cationique initiale, tant par sa qualité, que par sa quantité. Dans le cas des sols argileux du Sénégal, la forte CEC essentiellement calcique constitue un tampon protégeant le sol de la sodisation. Par ailleurs la structure du sol elle même, n'est pas vraiment propice au déplacement de particules argileuses pouvant bloquer les rétrécissements.

Ces processus ont pu être modélisés par deux approches complémentaires et concordantes ; l'une macroscopique et l'autre microscopique. Cette dernière permet en plus de préciser les incidences sur la sorptivité (phase d'infiltration à régime transitoire) alors qu'habituellement on n'évoque que les conséquences sur la conductivité hydraulique.

Chapitre 4

Les transferts diphasiques

4.1 Contexte

La conceptualisation des transferts d'eau dans le sol considère généralement que la phase gazeuse (air + Gaz à Effet de Serre) est évacuée sans contrainte majeure, arguant essentiellement de sa faible viscosité. Dans la majorité des situations cette approximation est acceptable, mais dans le cas de sols immergés soit par irrigation soit lors de pluies de très forte intensité, comme on peut en observer dans les régions tropicales, cette approximation n'est plus valable.

Typiquement lors du calcul du bilan hydrique dans les parcelles irriguées par submersion dans le N du Sénégal, il est apparu que le sol ne s'humecte pas correctement. De ce fait nous avons cherché à comprendre le mécanisme responsable pendant la saison de culture de riz (cycle de 100 jours environ). Les quantités d'eau apportées lors de chaque irrigation d'une part, l'évapotranspiration et l'infiltration dans la parcelle d'autre part ayant été mesurées précisément lors de la culture, il est apparu que l'infiltration nette dans le sol est inférieure à 0.1mm/j ($1 \times 10^{-6}\text{ms}^{-1}$). Le profil de teneur en eau du sol présente un déficit hydrique à partir de 50 cm de profondeur pendant toute la période de culture (figures 4.3-5). Les gradients hydrauliques mesurés le long du profil de sol, qui sont relativement importants ne reflètent pas les flux d'infiltration mesurés tant en surface qu'au niveau de l'évolution de la teneur en eau du sol.

Il semble que l'infiltration d'eau dans le sol soit ralentie, voire bloquée par la présence d'air piégé dans le sol, entre la nappe en profondeur et le front d'infiltration lié à l'irrigation par submersion. Des mesures de pression d'air dans le sol sur le terrain ainsi que sur une expérimentation de laboratoire a permis de valider les processus mis en oeuvre dans cette infiltration particulière (Barrès, 2001; Hammecker et al., 2003a).

Afin de rendre compte de la présence de ce second fluide dans le réseau poreux, nous avons choisi différentes approches de modélisation pour simuler l'infiltration de l'eau.

4.2 Etablissement des équations de transport d'eau et d'air

La présence dans un milieu poreux de deux fluides non-miscibles, l'un mouillant comme l'eau et l'autre non mouillant comme l'air, génère une pression capillaire à l'interface des trois phases.

La valeur de la pression capillaire p_c est définie comme la différence entre la pression dans la phase non mouillante et la phase mouillante :

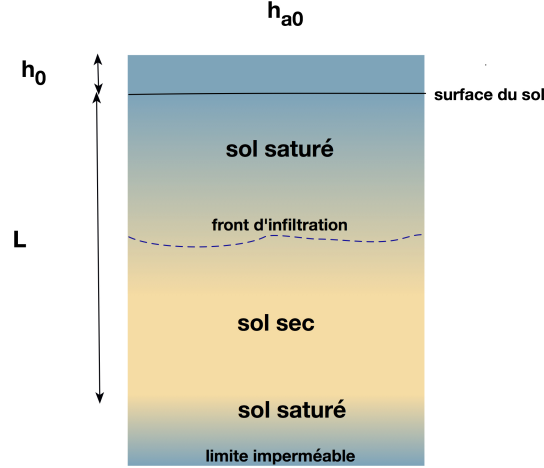


FIGURE 4.1: Représentation schématique de l'infiltration d'eau dans un profil de sol

$$p_c = p_a - p_w \Rightarrow h_c = h_a - h_w \quad (4.1)$$

4.2.1 Approche mécaniste macroscopique

Les écoulements de fluides en milieu poreux essentiellement soumis au le champ des pressions et à la gravité sont décrits par la loi de Darcy généralisée qui dans le cas d'un écoulement unidirectionnel vertical s'écrit :

$$q_i = -\frac{k \cdot kr_i}{\mu_i} \frac{\partial}{\partial z} (p_i - \rho_i g z) \quad (4.2)$$

où k représente la perméabilité intrinsèque du milieu, kr_i la perméabilité relative de la phase i , μ_i désigne la viscosité du fluide i , g l'accélération de la pesanteur et q_i le débit de fluide i à la profondeur z .

Dans le cas d'un écoulement unidirectionnel vertical, l'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\theta_i \rho_i) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_i q_i) = 0 \quad (4.3)$$

En considérant l'écriture en fonction des conductivités hydrauliques l'équation 4.2 se décline en :

$$q_w = K_w \left(\frac{\partial h_w}{\partial z} - 1 \right) \quad (4.4)$$

$$q_a = K_a \left(\frac{\partial h_a}{\partial z} - \frac{\rho_a}{\rho_w} \right) \quad (4.5)$$

où

$$K_i = k \cdot \frac{kr_i}{\mu_i} \rho_i \cdot g$$

l'introduction de l'équation de continuité (éq. 4.3) à l'équation de la dynamique de transfert d'eau mène à l'équation de Richards :

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \left(\frac{\partial h_w}{\partial z} - 1 \right) \right) \quad (4.6)$$

par ailleurs :

$$\frac{\partial \theta_w}{\partial t} = \frac{\partial \theta_w}{\partial h_c} \times \frac{\partial h_c}{\partial t} = C_w \left(\frac{\partial h_a}{\partial t} - \frac{\partial h_c}{\partial t} \right)$$

où C_w représente la capacité capillaire.

L'écoulement de l'eau dans le sol prenant en compte la pression de l'air s'écrit donc :

$$C_w \left(\frac{\partial h_a}{\partial t} - \frac{\partial h_c}{\partial t} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \left(\frac{\partial h_w}{\partial z} - 1 \right) \right) \quad (4.7)$$

en combinant l'équation de continuité (éq. 4.3) et l'équation dynamique pour l'air (éq. 4.5) et en considérant que $\partial \rho_a / \partial t = A \cdot \partial h_a / \partial t$, et que la saturation totale est $\theta_s = \theta_w + \theta_a$ on obtient l'équation de transfert d'air dans le sol :

$$((\theta_s - \theta_w) \cdot A - \rho_a \cdot C_w) \frac{\partial h_a}{\partial t} + \rho_a \cdot C_w \frac{\partial h_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_a K_a \left(\frac{\partial h_a}{\partial z} - \frac{\rho_a}{\rho_w} \right) \right) \quad (4.8)$$

L'écoulement simultanément de l'eau et de l'air est donc décrit par les équations 4.7 et 4.8 en prenant en compte les propriétés hydrodynamique du sol suivantes :

— courbe de rétention $\theta_w(h_c)$ (van Genuchten, 1980)

$$\theta_w = \frac{\theta_s - \theta_{wr}}{(1 + (\alpha \cdot h_c)^n)^m} \quad (4.9)$$

où a [L^{-1}] et n sont des paramètres empiriques ($m = 1 - 1/n$), θ_s et θ_{wr} la teneur à saturation et résiduelle respectivement

— courbe de conductivité hydraulique de l'eau $K_w(h_c)$

$$K_w = K_s S_{ew}^{1/2} \left(1 - \left(1 - S_{ew}^{1/m} \right)^m \right)^2$$

où la conductivité hydraulique à saturation K_s et la saturation en eau effective : $S_{ew} = (\theta_w - \theta_s) / (\theta_{ws} - \theta_{wr})$

— courbe de conductivité hydraulique pour l'air (Touma and Vauclin, 1986)

$$K_a = \frac{\kappa K_{as}}{\kappa + h_c^\lambda}$$

où K_{as} est la conductivité hydraulique à saturation à l'air (échantillon sec), κ et λ des paramètres empiriques.

Pour résoudre ces équations il faut également définir les conditions initiales et aux limites. La condition initial définit l'état de saturation en eau et en air pour le sol ; par exemple pour un sol sec avant infiltration :

$$t = 0 \quad \begin{cases} h_w(z, 0) = h_{w0} \\ h_a(z, 0) = h_{a0} \end{cases} \quad (4.10)$$

Les condition aux limites du domaine (profil de sol) considéré déterminent les contraintes extérieures auxquelles il est soumis. Dans ce cas on distingue la condition de *Dirichlet* qui correspond

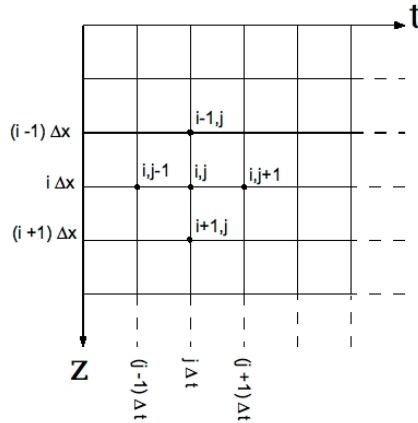


FIGURE 4.2: Schéma de discrétisation du domaine spatial (Z) et temporel (t) pour une résolution 1D aux différences finies

à celles d'une valeur de pression imposée et la condition de *Neumann* qui correspond à un flux imposé.

Pour l'eau on choisit une condition de *Dirichlet* avec une pression imposée, correspondant à la hauteur de la lame d'eau en surface, et un flux nul pour la limite inférieure (cond. *Neumann*) :

$$\begin{aligned} t > 0, z = 0 & \quad h_w(0, t) = h_0 \\ t > 0, z = L & \quad q_w = 0 \end{aligned} \quad (4.11)$$

Pour l'air on choisit également une condition de pression constante en surface (à savoir la pression atmosphérique) et une condition de flux nul en profondeur

$$\begin{aligned} t > 0, z = 0 & \quad h_a(0, t) = h_{atm} \\ t > 0, z = L & \quad q_a = 0 \end{aligned} \quad (4.12)$$

La résolution des deux équations différentielles couplées (4.7 et 4.8) ne peut se faire analytiquement et donc seule une résolution numérique est envisageable. Dans ce cas pour une simulation en 1D nous avons choisi un schéma de résolution par différences finies, qui consiste à discrétiser le domaine spatial et temporel (Figure 4.2).

Le schéma de résolution a été développé et écrit sous un environnement SciLab dans le cadre du mémoire d'ingénieur d' *E. Barrès (2001)*.

Il a été validé au cours d'expérimentations sur colonne de sol au laboratoire pendant lesquelles les mesures de tension matricielle et de pression de l'air ont pu être réalisées en continu. Bien que ce modèle décrive également des cinétiques d'infiltration similaires à celles mesurées sur le terrain, l'ajustement n'était pas satisfaisant. Nous avons pu montrer que la dynamique d'écoulement de l'air avait une composante latérale (*Hammecker et al., 2003b*), qui ne pouvait donc pas être décrite par le modèle 1D proposé. Une modélisation diphasique en 2D sur le même schéma de résolution a permis de confirmer cette hypothèse (*Navarro et al., 2008*).

4.2.2 Approche semi-empirique

Parallèlement à cette démarche mécaniste assez lourde, il est également possible d'aborder cette problématique par une approche à base physique mais pour laquelle on introduit quelques

simplifications facilitant le calcul analytique. Ainsi l'approche de Green and Ampt (1911) qui ne décrit que la cinétique d'infiltration, et qui fait l'hypothèse d'un front d'infiltration abrupt, a été adaptée par Wang et al. (1998) en prenant en compte la compression du volume d'air à l'avant de du front d'infiltration :

$$i_w = -K_s \left(\frac{h_{wf} - z - h_0}{z} \right) \quad (4.13)$$

où i_w représente le flux d'infiltration d'eau, K_s la conductivité hydraulique à saturation pour l'eau, h_{wf} le potentiel matriciel au niveau du front d'infiltration, h_0 la hauteur d'eau accumulée à la surface du sol et z la distance du front d'infiltration par rapport à la surface du sol. En prenant en compte la notion de pression capillaire au niveau du front d'infiltration $h_{wf} = h_{af} - h_{cf}$:

$$i_w = K_s \left(\frac{z + h_0 + h_{cf} - h_{af}}{z} \right) \quad (4.14)$$

Au cours de l'infiltration de l'eau, l'air se comprime et la pression h_{af} augmente jusqu'à atteindre une pression suffisante pour drainer l'eau du sol et de laisser s'échapper l'air par bullage à la surface. Cette pression d'échappement de l'air H_b a été définie par Wang et al. (1997) comme :

$$H_b = h_0 + z + h_{ab} \quad (4.15)$$

où h_{ab} est la pression de bullage d'air caractéristique du sol.

L'échappement des bulles d'air cesse lorsque la pression de la phase gazeuse atteint une valeur limite H_c correspondant à la fermeture des cheminées de circulation d'air par re-imbibition de l'eau, qui a été définie comme :

$$H_c = h_0 + z + h_{wb} \quad (4.16)$$

où Wang et al. (1997) définissent h_{wb} comme étant la pression de bullage de l'eau, également caractéristique des propriétés du sol. En particulier ces auteurs considèrent que les pressions de bullage d'air et d'eau correspondent aux points d'inflexion des branches de drainage et d'infiltration respectivement de la courbe de rétention. En considérant la courbe de rétention de van Genuchten (eq. 4.9) on obtient les valeurs de pression de bullage suivantes :

$$h_{ab} = \left(\frac{n-1}{\alpha_d^n \cdot n \cdot m + \alpha_d^n} \right)^{1/n} ; h_{wb} = \left(\frac{n-1}{\alpha_w^n \cdot n \cdot m + \alpha_w^n} \right)^{1/n} \quad (4.17)$$

où a_d et a_w font référence à la courbe de drainage et d'imbibition respectivement.

Dans cette approche on considère que l'air se comporte comme un gaz parfait et de ce fait la pression de l'air évolue en fonction de l'avancée du front d'infiltration d'eau :

$$h_{af} = h_{atm} \frac{L}{L-z} \quad (4.18)$$

Finalement après plusieurs simplifications des expressions décrivant la progression du front d'infiltration pendant la phase de compression de l'air et de la décompression par remontée des bulles d'air vers la surface, Wang et al. (1997) arrivent à une équation unique décrivant l'ensemble de la cinétique d'infiltration :

$$i_w = \frac{1}{2} (K_c f (h_{ab} - h_{wb}))^{1/2} t^{-1/2} \quad (4.19)$$

où f représente la porosité effective pour l'infiltration d'eau : $f = w_s (1 - S_{w,O} - S_{nw,c})$ et K_c représente la conductivité hydraulique à saturation dans des conditions de compression d'air. Les différents résultats expérimentaux montrent que la relation : $K_c = 0.5 \times K_s$ est la plus adaptée.

On remarque que la cinétique d'infiltration décrite par cette équation est indépendante de la hauteur d'eau en surface (h_0) et de la profondeur de la nappe (L). Par ailleurs le terme à flux constant disparaît complètement, comme si l'écoulement gravitaire de l'eau était compensé par l'air comprimé.

D'autres cas de figures sont décrits par Hammecker et al. (2003a) en particulier avec des fuites d'air continues qui ont pu être appliquées au cas des parcelles irriguées en riziculture dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal (région de Podor), illustrant l'échappement lent de l'air sous pression latéralement vers les zones non cultivées (4.3-6).

4.2.3 Approche microscopique

En complément à cette méthode semi empirique on a modélisé le processus à l'échelle microscopique à l'aide du modèle de « collier de perles » élaboré précédemment en fixant une limite imperméable à une certaine distance. Les équations 4.18 à 4.10 sont intégrées en appliquant la pression de l'air comme une pression « contre-motrice » :

$$dt = \frac{8\eta (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j) \cdot r(z_j)^2}{r_a^4 (2\eta \cos \theta / r(z_j) + a\rho g (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j) - h_{af}(z))} \cdot dz \quad (4.20)$$

Ainsi la pression de l'air augmentante, atteint une pression limite à partir de laquelle elle est suffisante pour pouvoir drainer l'eau et laisser s'échapper l'air comprimé, ce qui se traduit par :

$$h_{af} \geq 2\eta \cos \theta / r(z_j) + a\rho g (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j) \quad (4.21)$$

La pression d'air h_{af} correspond à la pression capillaire relative au rayon des évasements des pores R :

$$h_{af} = 2\eta \cos \theta / R + a\rho g (\sum \varepsilon_{j-1} + z_j) \quad (4.22)$$

Les résultats de cette modélisation mécaniste prenant en compte l'approche microscopique (structure et taille des pores), viennent étayer les résultats obtenus dans l'approche plus empirique et expérimentale obtenue précédemment (Figure 4.4). En effet il apparaît qu'en condition de confinement total autorisant le bullage de l'air par la surface la pression d'air se stabilise à une valeur constante en compensant le poids de la colonne d'eau et en réduisant notablement la composante gravitaire (régime à flux constant) comme prévu dans l'équation 4.19.

4.2.4 Conclusion

Les mesures et observations de terrain ont permis de montrer que dans les rizières irriguées de la région de Podor dans le N du Sénégal, l'infiltration de l'eau était fortement perturbée par le piégeage d'air entre le front d'infiltration et la présence d'une nappe à 2 m de profondeur. La mise au point d'un modèle mécaniste 1D de transfert diphasique (d'eau et de gaz) a confirmé la pertinence du diagnostic et a permis de simuler parfaitement les cinétiques d'infiltration d'eau dans une colonne de sol au laboratoire, et partiellement les cinétiques d'infiltration au champ. On peut noter que l'extension de ce type de modélisation à un domaine en deux dimensions a permis d'améliorer la simulation de cette cinétique d'infiltration sur ce site d'étude (Navarro et al., 2008). L'utilisation de modèles d'infiltration plus « empiriques » basés sur l'équation de Green et Ampt décrit convenablement la cinétique d'infiltration diphasique mesurée au champ. Plus généralement cette approche a permis de mettre en lumière l'importance de la prise en compte de la compression de l'air dans certaines situations, comme l'irrigation par submersion.

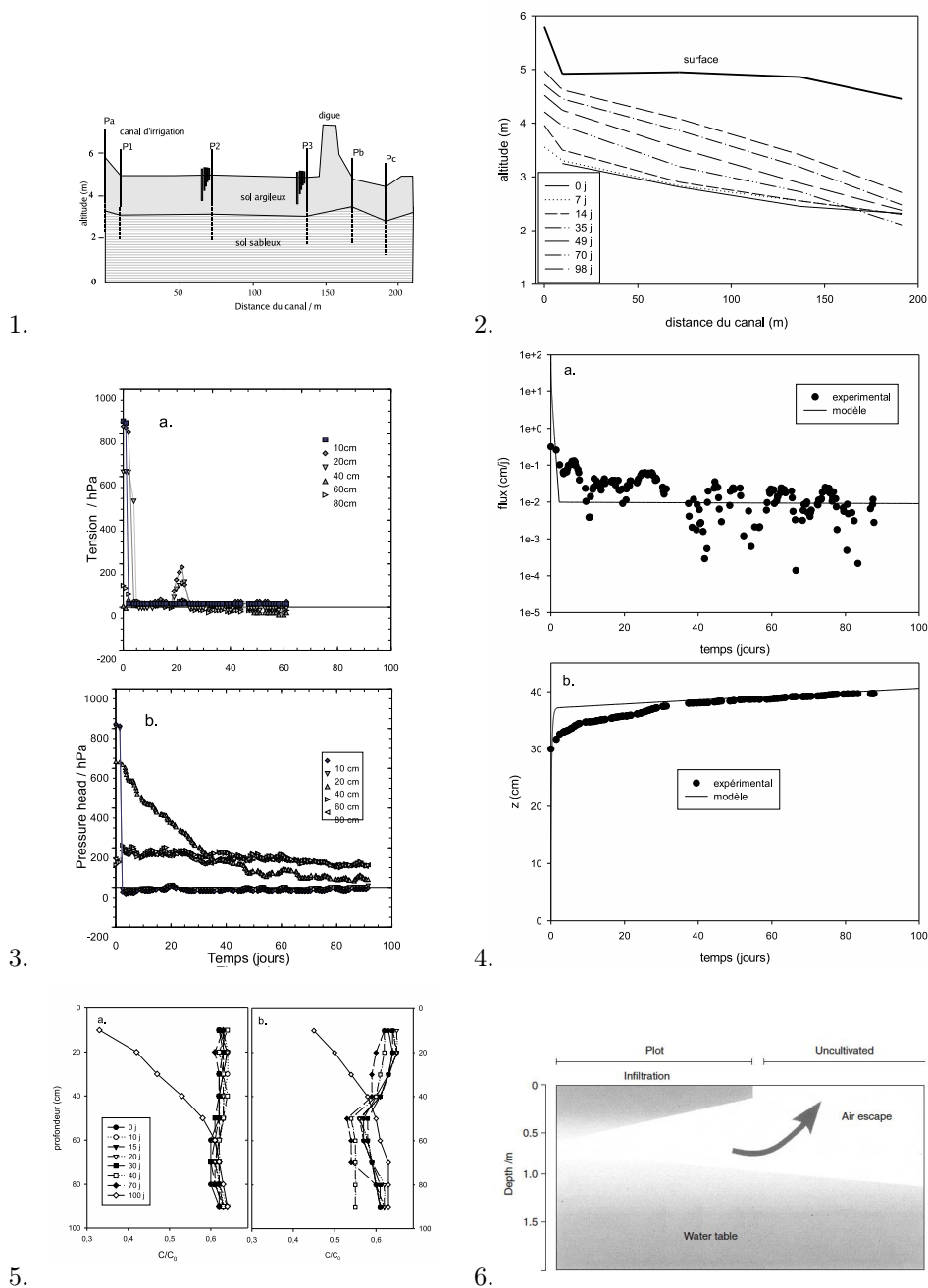


FIGURE 4.3: 1. Dispositif expérimental de terrain. 2. Evolution de la profondeur de la nappe en fonction de la distance au canal d'irrigation, durant la campagne de culture. 3. Evolution du potentiel matriciel dans le sol en station P2 (a.) et station P3 (b.). 4. Evolution du flux d'infiltration (a.) et de la progression du front d'infiltration dans le sol. 5. Evolution de la teneur en eau dans le sol en P2 (a.) et P3 (b.). 6. Schéma explicatif : piégeage d'air et échappement latéral vers les zones non cultivées (Hammecker et al., 2003b).

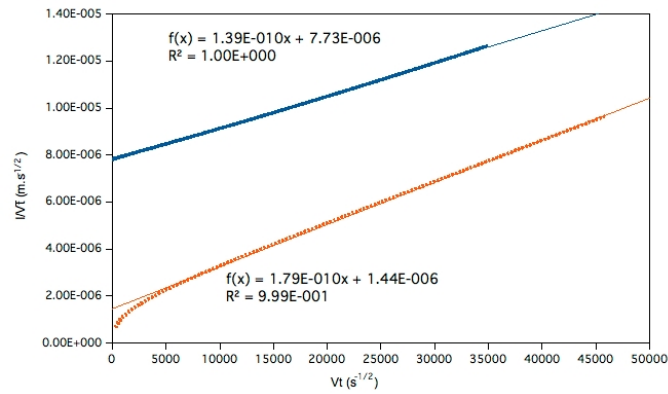


FIGURE 4.4: Comparaison de la cinétique d'infiltration calculée avec le modèle « collier de perles » sans (ligne continue) et avec (ligne pointillée) la présence d'air

Finalement, la modélisation physique à l'échelle microscopique du processus d'infiltration d'eau dans un milieu poreux duquel la phase gazeuse ne peut s'échapper, vient également confirmer les résultats démontrés par les autres approches.

De manière générale, ces résultats illustrent l'intérêt de la modélisation mécaniste dans la vérification des hypothèses que l'on peut émettre à partir des observations et mesures de terrain.

Chapitre 5

Transition vers l'éco-hydrologie

Lors de mes différentes affectations ou missions à l'étranger, j'ai souvent été amené à m'intéresser à la mesure et modélisation des transferts d'eau et de solutés dans différents agro-systèmes généralement situés dans des zones marginales où la qualité des sols et les ressources en eau sont problématiques. En particulier c'est le cas dans des milieux fragiles tropicaux où les sols souvent sableux, n'ont pas de pouvoir tampon ni de propriétés de rétention des nutriments avec peu de matière organique et d'argiles, et donc également très sensibles à l'érosion. Par ailleurs ce sont également des zones où les régimes hydriques sont extrêmes, avec de longues périodes sèches, suivies de saison des pluies relativement courtes et intenses. Tout en restant bien imprégnée de ma culture de physicien du sol et dans une moindre mesure de géochimiste des solutions, ma thématique de recherche a progressivement évolué vers l'éco-hydrologie. Elle s'inscrit en effet dans une dynamique plus large intégrant les propriétés de transferts d'eau et de nutriments aux services éco-systémiques dans les agro-systèmes à faibles intrants.

5.1 En Thaïlande

Des changements d'usage des sols majeurs ont affecté les sols en Thaïlande en particulier dans les zones marginales comme les up-lands de la région de l'Isaan (NE). Les perspectives de profits élevés sur le marché international pour le caoutchouc naturel ainsi que les subventions gouvernementales favorisant le développement des plantations d'hévéa, ont conduit de nombreux agriculteurs dans les zones marginales à se tourner vers cette option lors des dernières décennies. D'origine amazonienne l'hévéa se développe généralement de manière optimale dans des zones humides avec une pluviométrie supérieure à 1300 mm/an alors que dans ces régions comme le NE de la Thaïlande, les conditions pluviométriques diffèrent beaucoup de celles du biotope naturel de l'Hévéa,

A ce titre, les changements d'usage majeurs opérés dans le NE de la Thaïlande en particulier sur la mise en place de nouvelles plantations d'hévéas, m'ont conduit à proposer puis coordonner un projet de recherche (TICA) en collaboration avec nos partenaires du LDD¹ et de KKU² sur les impacts environnementaux de ces modifications et sur la durabilité de cette transition. Au sein de ce projet pluridisciplinaire, dans lequel intervenaient des pédologues, hydrologues, agronomes et géophysiciens, je me suis intéressé plus particulièrement à la caractérisation des propriétés hy-

1. Land Development Department
2. Khon Kaen University

drodynamiques du sol par différentes méthodes de terrain et de laboratoire (Siltecho et al., 2015) ainsi qu'à la quantification et la modélisation des flux d'eau et de solutés dans les sols.

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques de sols dans différentes situations dans un petit bassin versant à proximité de Khon Kaen dans le NE de la Thaïlande (Figure 5.1A) et suivant différentes conditions de mises en oeuvre (Hévéaculture, pâturage, forêt) avec différentes méthodes expérimentales a permis de mettre en évidence que la variabilité "inter-technique" est plus importante que la variabilité "inter sites et conditions". Cependant ces résultats montrent également que la caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol, dans le but de calculer des bilans hydriques à des échelles mensuelles ou annuelles, par une simple méthode d'infiltration, rapide et peu coûteuse (méthode Beerkan, Braud et al. (2005); Lassabatere et al. (2006)) est aussi, voire plus robuste que la plupart des techniques habituellement mises en oeuvre. Cette méthode basée d'une part, sur l'analogie de forme entre la courbe de répartition granulométrique et la courbe de rétention $\theta(h)$ et d'autre part, sur la cinétique d'infiltration d'eau dans le sol déterminée à partir d'une source circulaire matérialisée par un cylindre (Figure 5.1.B.b.) permettant l'estimation de la conductivité hydraulique $K(\theta)$ (Angulo-Jaramillo et al., 2016). La mise en oeuvre de cette méthode est simple, rapide et bon marché et de ce fait permet de multiplier les mesures et d'avoir une meilleure information sur la variabilité spatiale par rapport à des techniques plus traditionnelles qui requièrent des ressources en temps, argent et technicité bien supérieures.

La modélisation des transferts hydriques avec HYDRUS3D (Šimůnek et al., 2016), le long de la toposéquence sur laquelle est installée la plantation étudiée a permis de confirmer le bilan hydrique calculé à partir des mesures expérimentales (plusieurs stations tensio-humidimétriques, mesures piézométriques, écoulements superficiels, mesures de flux de sève, et données météorologiques). Il a notamment été possible de montrer que du fait de la présence d'un horizon argileux très peu perméable situé à une profondeur de 0.9 à 1.5 m, près de la moitié de l'eau de pluie est perdue par écoulement hypodermique latéral au cours de la saison des pluies (figure 5.2), créant d'une part des conditions d'hydromorphie pendant la saison des pluies et d'autre part une situation de manque d'eau pendant la saison sèche. Des simulations numériques prospectives ont ainsi permis de confirmer que dans la configuration édaphique et climatique actuelle, ce type de culture allait fortement impacter les ressources en eau du sol et qu'elle n'était par conséquent pas durable (Seltacho et al., 2013).

En collaboration avec des collègues agronomes des solutions alternatives de gestion de la fertilité et de l'eau ont été testées afin de tenter d'améliorer les conditions édaphiques pour favoriser le développement des jeunes arbres, en particulier par l'introduction de cultures associées dans l'inter-rang, dont des légumineuses (Clermont-Dauphin et al., 2016).

Une étude fine des conditions hydriques et des paramètres écophysologiques a permis de démontrer que l'engorgement des sols pendant la saison des pluies était aussi, voire plus, contraignant pour le développement des jeunes hévéas que le manque d'eau (Clermont-Dauphin et al., 2013). Afin de palier ces inconvénients, j'ai proposé de tester une méthode consistant à installer des drains verticaux traversant l'horizon argileux de manière à rabattre la nappe perchée et recharger les horizons sous-jacents. Les mesures expérimentales et la modélisation numérique avec HYDRUS ont montré un rabattement significatif de la nappe autour des drains et la possibilité de saturer de manifestation la couche sous-jacente (Hammecker et al., 2016). Ce travail a été réalisé partiellement dans le cadre d'un projet PHC regroupant des étudiants et chercheurs français et thaïs de différents instituts (LDD, KKU, CNRS, ENTPE et IRD) et disciplines (pédologie, physique du sol, géophysique, agronomie, ingénierie civile etc.).

Cette approche de la quantifications des transferts d'eau et de solutés (nutriments essentiellement) a été réalisée à diverses échelles allant du profil de sol, à la parcelle et jusqu'à la toposéquence, pour répondre à des problématiques agronomiques et environnementales. Ainsi j'ai participé à de nombreux travaux sur divers sites expérimentaux en Thaïlande, généralement liés à la culture d'Hé-

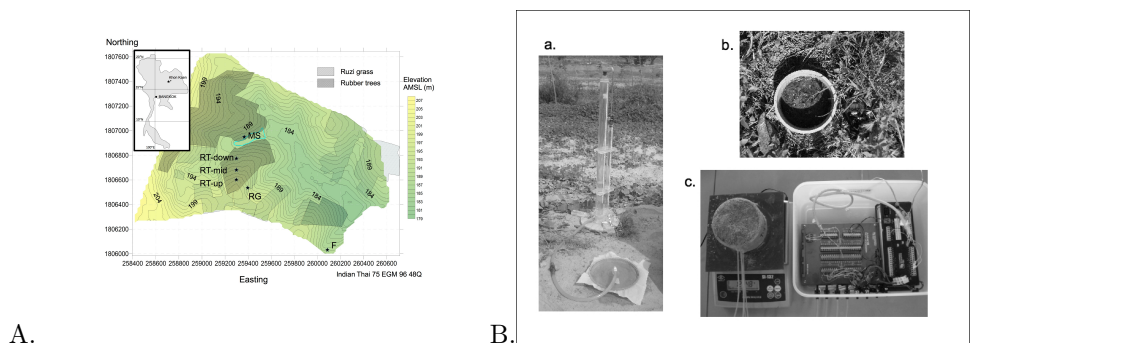


FIGURE 5.1: A. Localisation du site expérimental dans le NE de la Thaïlande. B. Différentes méthodes de mesures des propriétés hydrodynamiques : a. Infiltrmètre à disque, b. méthode Beerkan, c. méthode de Wind (Siltecho et al., 2015)

véas, dans le cadre de projets ANR (Heveadapt), et de projets financées par l'IFC³ et Michelin.

5.2 Au Brésil

Par ailleurs, au Brésil dans le cadre de différents échanges CAPES-COFECUB, et autres types de programmes de la CAPES, j'entretiens depuis de nombreuses années une collaboration fructueuse avec des collègues de l'Université Fédérale du Pernambuco (UFPe) et l'Université Fédérale Rurale de Pernambuco (UFRPE), sur la quantification et modélisation des transferts d'eau et de nutriments dans les agro-systèmes de la région du Sertão et de l'Agreste dans le Nordeste du Brésil. Ces études ont porté en particulier sur les cultures de décrues autour de petits barrages (Açudes), permettant de préciser le fonctionnement hydrologique et la durabilité de ces systèmes (Antonino et al., 2004, 2005).

En effet ces systèmes de décrue sont mal caractérisés d'un point de vue hydrologique. En particulier le bilan d'eau du compartiment lié à l'évapotranspiration dans le cycle sol-plante-atmosphère pour les cultures de décrue entourant ces retenues d'eau n'avait pas été caractérisé de manière précise. Cette étude a en outre permis de mettre en évidence des écoulements préférentiels alimentant directement la nappe, lié à la présence de fentes de retrait dans la couche de sédiments déposée au fond de la retenue d'eau.

3. Institut Français du Caoutchouc

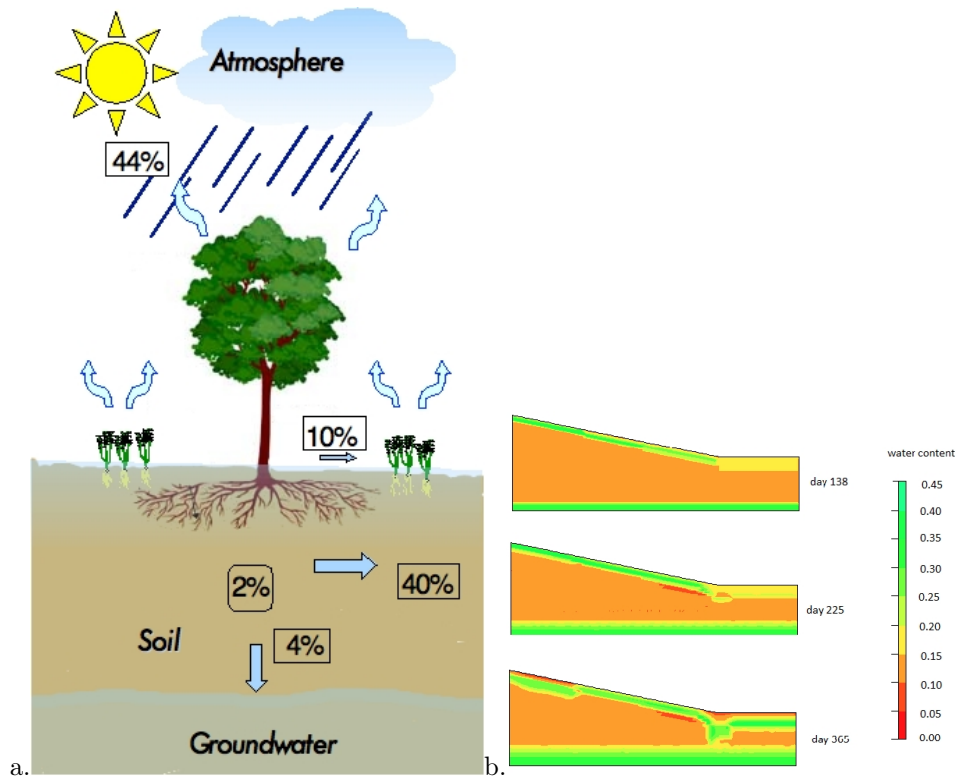


FIGURE 5.2: a. Représentation des différentes composantes du bilan hydrique, par rapport aux précipitations durant la saison des pluies. b. Représentation de l'évolution de la teneur en eau ans le sol durant une année, simulée par Hydrus3D Seltacho et al. (2013)



FIGURE 5.3: localisation des sites d'étude dans le Nordeste brésilien (Etat du Pernambuco)

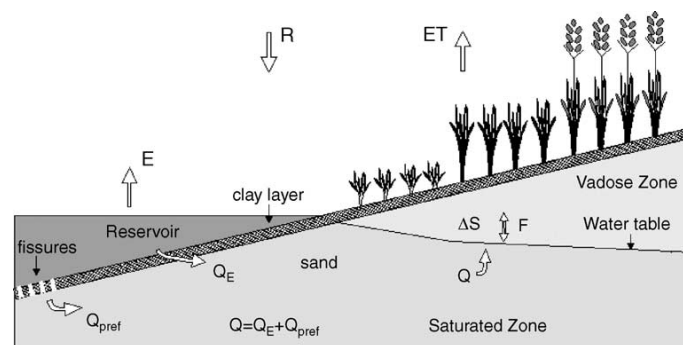


FIGURE 5.4: Représentation schématique des bilan d'eau autour des zone de décrues des açudes (Antonino et al., 2004, 2005)

Chapitre 6

Perspectives

Les travaux présentés préalablement montrent une évolution progressive de la thématique de recherche depuis les problèmes de salinité appliqués à la conservation des roches sur les monuments et la conservation des sols vers l'études des transferts d'eau et de nutriments dans la zone vadose, appliqués à la conservation des ressources en eau et en nutriments dans les contextes de changement d'usage des sols. Cette évolution fut initialement motivée par des problématiques scientifiques et de développement dans les pays du Sud dans lesquels j'interviens mais également par la définition des nouveaux défis sociétaux émis après le MEA¹ de 2000, auxquels les scientifiques sont tenus de répondre et par les opportunités de financement associées.

Les perspectives à venir et les projets envisagés s'inscrivent ainsi dans une approche plus intégrative prenant en compte des aspects liés à l'écologie et à la prise en compte des services éco-systémiques dans le cadre de programmes de coopération avec les partenaires du Sud en particulier en Thaïlande et au Brésil incluant également des collègues d'autres disciplines comme l'éco-physiologie et la biologie des sols.

Cette évolution s'inscrit dans le cadre de l'intensification écologique qui constitue l'un des axes de recherche de l'UMR Eco&Sols. Ces perspectives se projettent dans un contexte de coopération avec les pays au Sud en particulier avec des partenaires en Thaïlande (LDD, Université de Khon Kaen, Université de Kasetsart, Prince of Songkla University, etc ..) et le Brésil (UPFPe, UFRPE), dans la mesure où un partenariat de qualité est déjà établi et des projets de recherche financés ont partiellement débuté.

Les perspectives de recherche à plus ou moins long terme s'inscrivent dans la continuité de la démarche adoptées jusqu'à présent, en démontrant l'importance des apports de la modélisation biophysique en écohydrologie.

6.1 Etude du continuum sol-plante-atmosphère

L'intégration de processus physiques dans les prélèvement hydriques des plantes et de l'interaction sol plante au niveau des racines représente une étape indispensable dans la modélisation des conséquences de changements climatiques. En effet, comme il a été démontré précédemment, les conditions hydriques du sol affectent la croissance des plantes non seulement en cas de déficit mais également en cas d'excès. Il est donc indispensable de pouvoir prédire précisément l'évolution des

1. Millenium Ecosystem Assessment

stocks d'eau dans le sol en fonction de la variabilité climatique et la rétroaction des prélèvements racinaires.

Les modèles physiologiques décrivant les besoin de la plante en fonction des conditions climatiques et du statut physiologiques des plantes souvent performants (modèles SVAT) sont généralement simplifiés de manière excessive au niveau de la composante du sol, alors que les modèles de transfert d'eau dans le sol à base physique sont robustes et précis mais ne considèrent le prélèvement que comme une fonction puits. Le couplage des deux approches permettra de considérer les transferts d'eau dans leur ensemble depuis l'atmosphère vers le sol, sa distribution entre différents compartiments, puis le retour vers l'atmosphère au travers du système racinaire et la remontée vers les feuilles où se développent les tensions permettant l'ascension de l'eau puis la vaporisation.

Le projet de lier ces deux approches sera réalisé en collaboration avec des collègues éco-physiologistes, spécialistes de l'architecture racinaire et numériciens. Ce couplage pourra être réalisé de différentes formes comme un couplage des transferts d'eau et d'énergie comme sur l'exemple du modèle de Sispat (Braud et al., 1995) ou sur la base de champs de tension déterminés par la régulation stomatique comme dans le cas du modèle R-SWMS (Huber et al., 2015). Il sera également envisagé de traiter le sujet à l'échelle microscopique, en particulier pour tenter de modéliser les effets d'ascenseur hydraulique souvent décrits dans la littérature (Dawson, 1993; Horton and Hart, 1998; Prieto et al., 2012) mais peu quantifiés. En effet de par leur structure cylindrique, les racines constituent des voies de transfert d'eau préférentielles avec une conductivité hydraulique largement plus élevée que le sol environnant. L'extension linéaire des racines permet également de développer des gradients hydrauliques extrêmement forts : elles occupent le sol depuis la surface où le sol présente des valeurs absolues de potentiels matriciel très fortes, jusque vers quelques mètres de profondeur où la valeur absolue du potentiel matriciel du sol est plus faible. Les racines permettent donc potentiellement d'humidifier le sol en surface. La quantification et a fortiori la modélisation de ce mécanisme, n'étant pas encore très développées, il est important de contribuer à cette étude pour évaluer l'ampleur et l'efficacité de ce processus.

Ces travaux seront partiellement réalisés dans le cadre d'une thèse que je co-encadre avec des partenaires de l'université de Khon Kaen en Thaïlande et bénéficiant d'un financement de l'IFC et de Michelin, ainsi que du projet ANR Heveadpt dans le cadre d'une étude sur l'adaptation des hévéas aux changements climatiques dans des régions marginales.

6.2 Les interactions entre les propriétés physiques des sols et les activités de la macro-faune.

L'activité de la macro-faune peut affecter fortement la structure du sol (Bottinelli et al., 2015) mais également la texture (déplacement de particules fines vers la surface) et par conséquent les propriétés physiques et hydrodynamiques de celui-ci. Le projet mené en collaboration avec des collègues biologistes du sol consiste à quantifier précisément les modification des propriétés hydrodynamiques en fonction des différentes espèces et types de sol. Plusieurs échelles d'étude sont envisagées : l'échelle macroscopique et l'échelle microscopique prenant en compte une description plus fine de l'espace poral envisageant la modélisation des transferts d'eau et d'air. Cette étude vise, entre autre à vérifier, le rôle de la macro-porosité d'origine biologique (galerie de vers, etc..) sur l'efficacité de l'infiltration et en particulier, sur les possibilité de transferts profonds. Il est prévu de réaliser ces travaux dans le cadre d'un nouveau programme de coopération avec nos partenaires thaïs du LDD, sous l'égide de la TICA et bénéficiant d'un financement ANR et d'un programme Jeune Equipe soutenu par l'IRD. De nouvelles demandes de financement devraient permettre d'approfondir la caractérisation de la topologie de la macro porosité par tomographie-X en collaboration avec des collègues biologistes du sol.

6.2. LES INTERACTIONS ENTRE LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES SOLS ET LES ACTIVITÉS DE LA MACROBIOLOGIE

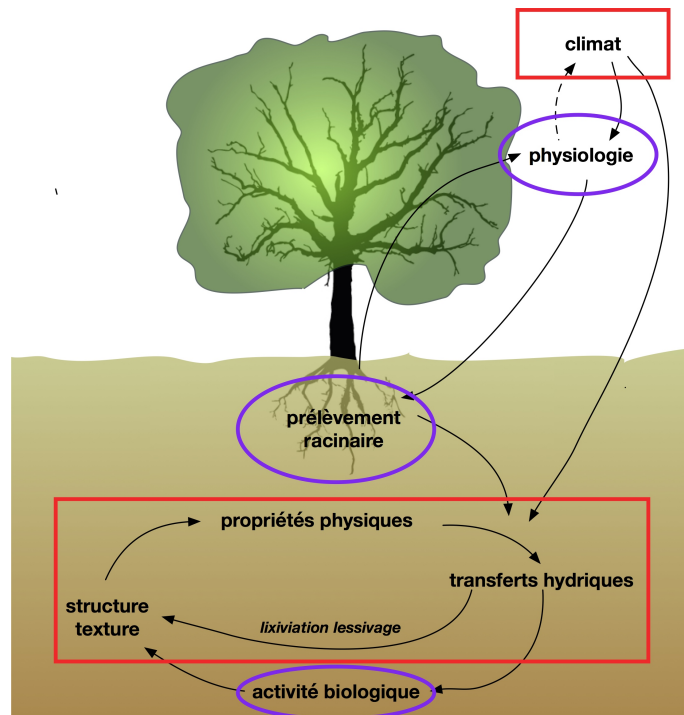


FIGURE 6.1: Schéma illustrant les interactions entre les différentes composantes. Aux composantes traditionnellement prises en compte (dans les cadres rouges) ont été rajoutées des composantes de biologie du sol et de physiologie des plantes influant sur le cycle de l'eau et des nutriments.



FIGURE 6.2: **a.** turricules témoignant d'une intense activité biologique dans le sol, **b.** macropore dans le turricule, **c.** se prolongeant dans le sol.

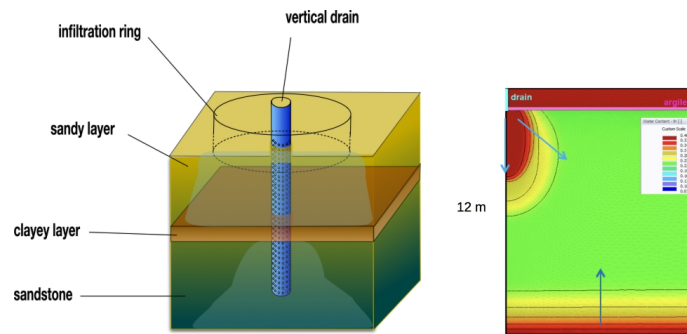


FIGURE 6.3: modélisation de l'infiltration d'eau vers des niveaux inférieurs habituellement secs grâce à la présence d'un drains vertical sur une durée d'une année (NE de le Thaïlande)

6.3 L'ingénierie écologique

Dans un contexte de changements climatiques marqués par l'allongement des saisons « sèches » et l'intensifications des pluies sur des périodes voire sur des événements plus courts, il est plus que jamais fondamental de s'intéresser au pouvoir tampon du sol qui permet de préserver partiellement les ressources en eau et en nutriments. En effet, afin de limiter les pertes de ces deux éléments fondamentaux, que ce soit par drainage, ruissellement superficiel ou écoulements hypodermiques deux voies principales se présentent : l'une consistant à favoriser l'infiltration de l'eau dans le sol vers les nappes profondes et l'autre consistant à augmenter les capacités de stockage et de rétention.

Différentes techniques sont déjà largement mises en oeuvre comme le stockage de l'eau de pluie par amélioration de l'infiltration dans le sol et la recharge efficace des nappes profondes. L'usage de mulch, la construction de dispositifs de retenue d'eau (açudes, barrages , cordons pierreux, etc..) ont montré leur efficacité dans de nombreuses situations pour permettre :

- l'augmentation de la vitesse d'infiltration pour éviter le ruissellement superficiel
- l'amélioration des capacités de stockage
- l'infiltration profonde afin de recharger les nappes

Les études entamées précédemment sur le drainage vertical se sont révélées prometteuses tant du point de vue des aspects pratiques pour limiter l'engorgement et conserver de l'eau en profondeur, que du point de vu scientifique par rapport à la modélisation des transferts d'eau dans des milieux hétérogènes. En outre ce projet a permis de développer et renforcer nombre de collaborations tant avec des partenaires du Sud (LDD et Université de Khon Kaen en Thaïlande) qu'avec des partenaires de français des UMR LEHNA (ENTPE, CNRS, Université de Lyon..) que des partenaires de l'IWMI.

J'envisage par conséquent de poursuivre et d'approfondir cette thématique de recherche en explorant numériquement dans un premier temps, différentes méthodes d'implantations de dispositifs permettant de favoriser l'infiltration profonde d'en évaluer la faisabilité.

La thématique portant sur la rétention de l'eau et des éléments nutritifs dans les sols représente également un enjeu de taille dans la conservation de la fertilité des sols dans un contexte d'agriculture à faibles niveau d'intrants, en particulier sur les sols sableux des zones marginales.

L'évaluation et l'amélioration potentielle de ces méthodes est conditionnée par l'étude fine des mécanismes en particulier liés à la conservation des nutriments et de l'eau par l'usage de techniques rétention comme les amendements de biochar ou de minéraux argileux. La caractérisation physico-chimique des amendements de biochar ainsi que les la caractérisation des mécanismes de sorption-

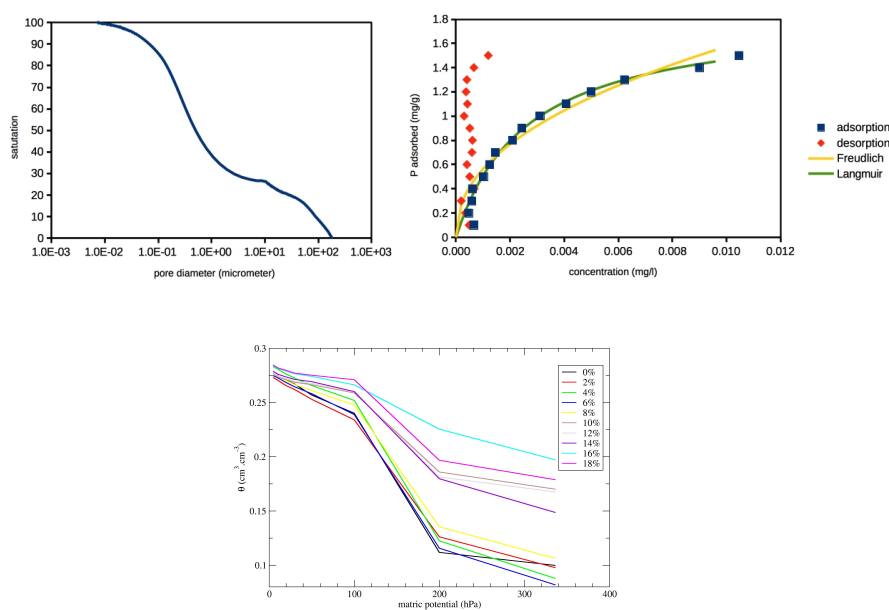


FIGURE 6.4: Répartition de la taille des pores et isothermes d'adsorption de P sur du biochar de *Pterocarpus Macrocrpus* (bois de rose) - Courbes de rétention d'un sol sableux du NE de la Thaïlande en fonction de la teneur en biochar

desorption constitueront l'une des priorités de cette étude dans le but de pouvoir utiliser ces techniques de manière idoines. J'ai déjà partiellement développé des travaux sur cette thématique tant en Thaïlande avec des financements du (National Research Council of Thailand) qu'au Brésil avec un financement de la CAPES du Ministère de l'Éducation Supérieure. Les aspects que je compte développer plus particulièrement concernent l'étude des propriétés physico-chimiques de ces supports en fonction de leur origine pour pouvoir prévoir les bénéfices escomptés tant en terme de rétention d'eau que de nutriments, plus particulièrement sont les incidences des ces amendements sur les propriétés hydrodynamiques des sols, tant sur les processus de rétention que sur les propriétés de transfert. Par ailleurs, pour utiliser ces amendements de manière optimale il est important de connaître les processus mis en oeuvre et d'étudier les propriétés physico-chimiques de ces amendements. Les mécanismes d'adsorption et de désorption des éléments nutritifs est primordiale pour déterminer leurs possibles interactions avec le sol et les bénéfices que peuvent en tirer les plantes. L'étude fine de ces processus et leur modélisation devrait pouvoir permettre d'optimiser l'utilisation de ces amendements en fonction des situations hydro-pédo-climatiques et des bénéfices recherchés. Il y a également un enjeu scientifique portant sur l'étude du comportement physico-chimique de composés présentant une répartition de pores clairement bimodale, avec des propriétés très contrastées.

Ce projet de recherche déjà partiellement débuté avec des partenaires thaïlandais (LDD, KKU) et brésiliens (UFPe, UFRPE, Embrapa) est également une plateforme de collaboration fructueuse à laquelle participent des collègues et étudiants de différentes disciplines (géochimie, physique du sol, microbiologie, agronomie, ..).

6.4 Perspectives à plus long terme

Dans le contexte actuel, privilégiant une recherche pilotée par des appels à projets eux mêmes régents par des concepts et des mots-clés en vogue, il est parfois difficile d'élaborer un projet scientifique à long terme. Nonobstant, en considérant exclusivement les problématiques scientifiques, je me propose d'étendre les investigations vers une modélisation intégrée de transferts de fluides (eau + solutés, gaz) dans le sol, réagissant avec la matrice solide. En effet, on peut calculer les conditions thermodynamiques et cinétiques de production de certains gaz dans le sol, en particuliers les gaz à effet de serre, comme le CO_2 , le CH_4 et les N_2O , la dissolution des minéraux, l'hydrolyse de composés organiques ainsi que les échanges (précipitation, adsorption) avec les autres phases solides. Dans la perspective de rassembler les connaissances obtenues dans différentes « disciplines » de science du sol et partiellement présentées dans ce manuscrit, je propose de rassembler dans un modèle unique les différents processus et de les coupler. Ainsi en liant un modèle de transfert diphasique 2D à un module géochimique, en plus des transports réactifs déjà décrits par d'autres modèles comme HP2, MIN3P, etc.. (Steefel et al., 2015), il serait également possible de quantifier les quantités de gaz produites dans le sol et celles arrivant effectivement en surface après avoir traversé un sol plus ou moins saturé en eau. En plus des conditions chimiques permettant la production des gaz à partir de la dégradation de la matière organique, l'échappement vers la surface est conditionné par la conductivité hydraulique du milieu, la continuité de la phase gazeuse. Comme on a pu montrer dans ce document, que l'infiltration de l'eau dans un milieu poreux peut être ralentie voire complètement bloquée par la présence d'un gaz, la circulation de gaz est elle aussi perturbée par la présence d'eau. Par ailleurs en étendant cette approche aux processus d'adsorption des nutriments, des gaz et autres composés en solution sur des phases micro- voire nano- poreuses comme le biochar, on dispose d'outils pertinents permettant prendre en compte nombre de pratiques couramment employées en agriculture à faibles intrants.

Cette approche permettra non seulement de quantifier les différents processus mais offrira également la possibilité de tester *in silico* différentes méthodes de gestion de l'eau, de la matière organique et d'incorporation de biochars, afin d'optimiser les ressources disponibles et en limitant les impacts environnementaux.

Chapitre 7

Conclusions

Les transferts d'eau dans le milieu poreux ainsi que les interactions physiques et chimiques avec la phase minérale constituent la trame de ce travail. Je l'ai appliqué à des systèmes anthropisés en milieu tempéré dans le cadre de l'étude des mécanismes de dégradation des roches sur les monuments mais surtout dans les champs cultivés en milieu tropical.

Au cours de mes travaux de recherche menés dans différentes situations j'ai suivi une démarche commune alliant observations expérimentation et modélisation numérique, menant de front une approche macroscopique et microscopique. Ces différents travaux ont permis de montrer qu'avec une description même assez simpliste du réseau poreux à l'échelle microscopique, il est possible de simuler les transferts d'eau et de retrouver les propriétés macroscopiques. De plus, tout en considérant des tailles de pore réalistes, cette approche a permis de décrire des processus assez complexes, comme la modification des propriétés hydrodynamiques en fonction de la sodisation du sol, l'incidence de la présence et piégeage d'air sur la cinétique d'infiltration de l'eau, etc..

L'approche intégrée avec des allers- retours entre l'expérimentation et la modélisation numérique a permis de préciser des mécanismes rencontrés en écohydrologie, biogéochimie ainsi que sur la problématique de dégradation des roches en oeuvre sur les monuments. De plus à travers cette approche il a été possible de quantifier ces processus et évaluer leur importance dans les problématiques abordées.

La grande partie de ces travaux a été réalisée en expatriation au sein de l'IRD, dans un contexte d'aide au développement agricole des pays hôtes, où les conditions de travail, les objectifs et les attentes de nos partenaires ne sont pas toujours les mêmes que celles des instituts et universités en France métropolitaine.

Même si parfois les efforts que nous déployons dans le domaine de la coopération avec les pays du Sud semblent dérisoires par rapport aux enjeux de développement auxquels nos partenaires sont confrontés, ils contribuent toujours à apporter des éléments de réflexion et de réponses à des problèmes concrets et plus génériques ; mais surtout ils contribuent à développer des compétences localement.

Bibliographie

- Alves, C., M. Sequeira Braga, and C. Hammecker (1996). Water transfer and decay of granitic stones in monuments. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, 397 – 402.
- Angulo-Jaramillo, R., V. Bagarello, M. Iovino, and L. Lassabatere (2016). *Infiltration Measurements for Soil Hydraulic Characterization*, Volume 1. Springer International Publishing.
- Antonino, A., C. Hammecker, S. Montenegro, A. Netto, R. Angulo-Jaramillo, and C. Lira (2005, May). Subirrigation of land bordering small reservoirs in the semi-arid region in the northeast of brazil : monitoring and water balance. *Agricultural Water Management* 73(2), 131–147.
- Antonino, A. C. D., R. Angulo-Jaramillo, C. Hammecker, A. M. Netto, S. M. L. G. Montenegro, C. A. B. O. Lira, and J. J. S. P. Cabral (2004, February). A simplified water transfer model of the reservoir-ebb tide system, including preferential flow, in the semi-arid region in northeastern brazil. *Journal of Hydrology* 287(1-4), 147–160.
- Ausset, P., J. Crovisier, M. Del Monte, V. Furlan, F. Girardet, C. Hammecker, D. Jeannette, and R. Lefevre (1996). Experimental study of limestone and sandstone sulphation in polluted realistic conditions : the lausanne atmospheric simulation chamber (lasc). *Atmospheric Environment* 30, 3197–3207.
- Barbiero, L., S. Cunnac, L. Mane, C. Laperrousaz, C. Hammecker, and M. J.L. (2001). Salt distribution in the senegal middle valley - analysis of a saline structure on planned irrigation schemes from n'galenka creek. *Agricultural Water Management* 46, 201–213.
- Barrès, E. (2001). Effets du piégeage d'air sur l'infiltration des eaux d'irrigation d'une rizière du nord du sénégal. Master's thesis, Ecole Nationale Supérieure d'Electricité et de Mécanique.
- Boivin, P. (1995, 27–30 March). Soil degradation in irrigation schemes in the senegal river middle valley : Mechanisms, characterisation methods and actual situation. In WARDA (Ed.), *International Symposium*, Warda, N'Diaye, Senegal, pp. 37–49.
- Boivin, P., J.-L. Maeght, C. Hammecker, L. Barbiéro, F. Fabre, and M. Wopereis (1998). Evolution of irrigated soils in the Senegal river valley : alkaline or neutral salinisation process ? In *Congrès Mondial de la Science du Sol : Actes = World Congress of Soil Science : Proceedings*, pp. 8 p.
- Bolan, N. and M. Hedley (2003). *Handbook of Soil Acidity.*, Chapter Role of carbon, nitrogen, and sulfur cycles in soil acidification, pp. 29–56. Marcel Dekker, New York.
- Bottinelli, N., P. Jouquet, Y. Capowicz, P. Podwojewski, M. Grimaldi, and X. Peng (2015). Why is the influence of soil macrofauna on soil structure only considered by soil ecologists? *Soil and Tillage Research* 146, Part A, 118 – 124. Soil Structure and its Functions in Ecosystems : Phase matter & Scale matter.

- Braud, I., A. C. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J. L. Thony, and P. Ruelle (1995, April). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (sispat) development and field verification. *Journal of Hydrology* 166(3-4), 213–250.
- Braud, I., D. De Condappa, J. M. Soria, R. Haverkamp, R. Angulo-Jaramillo, S. Galle, and M. Vauclin (2005). Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the beerkan method). *European Journal of Soil Science* 56(3), 361–374.
- Clermont-Dauphin, C., N. Suvannang, C. Hammecker, V. Cheylan, P. Pongwichian, and F. Do (2013). Unexpected absence of control of rubber tree growth by soil water shortage in dry subhumid climate. *Agronomy for Sustainable Development*, 1–8–.
- Clermont-Dauphin, C., N. Suvannang, P. Pongwichian, V. Cheylan, C. Hammecker, and J.-M. Harmand (2016). Dinitrogen fixation by the legume cover crop pueraria phaseoloides and transfer of fixed n to hevea brasiliensis - impact on tree growth and vulnerability to drought. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 217, 79 – 88.
- Condom, N. (2000). *Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali)*. Ph. D. thesis, École Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier.
- Dawson, T. E. (1993). Hydraulic lift and water use by plants : implications for water balance, performance and plant-plant interactions. *Oecologia* 95(4), 565–574.
- Favre, F. (2000). *Interactions entre oxydoréduction et dynamiques salines dans un vertisol irrigué par submersion*. Ph. D. thesis, EPFL.
- Furian, S., A. O. Mohamedou, C. Hammecker, J.-L. Maeght, and L. Barbiéro (2011). Soil cover and landscape evolution in the Senegal floodplain : a review and synthesis of processes and interactions during the late Holocene. *European Journal of Soil Science* 62(6), 902–912.
- Gardner, W. R. and D. I. Hillel (1962). The relation of external evaporative conditions to the drying of soils. *J. Geophys. Res.* 67(11), 4319–4325.
- Gardner, W. R. and M. S. Mayhugh (1958). Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 22(3), 197–201.
- Ghassemi, F., A. Jakeman, and H. Nix (1995). *Salinisation of Land and Water Resources : Human Causes, Extent, Management and Case Studies*. CABI Publishing, Wallingford.
- Green, W. and G. Ampt (1911). Studies on soil physics. part 1. the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science* IV, 1–24.
- Hammecker, C. (1993, June). *Importance des transferts d'eau dans la dégradation des pierres*. Ph. D. thesis, Université Louis Pasteur.
- Hammecker, C. (1995, November). The importance of the petrophysical properties and external factors in the stone decay on monuments. *Pure and Applied Geophysics* 145(2), 337–361.
- Hammecker, C., A. Antonino, J. Maeght, and P. Boivin (2003a). Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in northern senegal : evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science* 54(3), 491–503.

- Hammecker, C., A. C. D. Antonino, J.-L. Maeght, and P. Boivin (2003b). Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in northern Senegal : evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science* 54(3), 491–503.
- Hammecker, C., L. Barbiéro, P. Boivin, J. L. Maeght, and E. H. B. Diaw (2004, February). A geometrical pore model for estimating the microscopical pore geometry of soil with infiltration measurements. *Transport in Porous Media* 54(2), 193–219.
- Hammecker, C., L. Barbiéro, P. Boivin, and R. Samba Diene (1998). Contribution of modelling solute and water transfer to the irrigation of saline soils in the valley of river senegal. In *Proceedings of the 16th ISSS World Congress. 20th-26 August 1998, Montpellier, France*.
- Hammecker, C., R. M. Esbert Alemany, and D. Jeannette (1992). Geometry modifications of porous network in carbonate rocks by ethyl silicate treatment. In *Proceedings of the 7th International Congress on Deterioration and Conservation of Stone : held in Lisbon, Portugal, 15-18 June 1992*, pp. 1053–1062. Laboratório Nacional de Engenharia Civil.
- Hammecker, C. and D. Jeannette (1988). Rôle des propriétés physiques dans l'altération de roches carbonatées : exemple de la façade ouest de Notre-Dame-la Grande de Poitiers (France). In *Vith International Congress on deterioration and conservation of stone. Proceedings= VIe Congrès International sur l'altération et la conservation de la pierre. Actes. Torun, 12-14. 09.1988*, pp. 266–275. Nicholas Copernicus University.
- Hammecker, C. and D. Jeannette (1994, January). Modelling the capillary imbibition kinetics in sedimentary rocks : Role of petrographical features. *Transport in Porous Media* 17(3), 285–303.
- Hammecker, C., J.-L. Maeght, and R. Angulo-Jaramillo (2002). Caractérisation et modélisation du gonflement et de l'écoulement d'un vertisol non saturé. *Milieux Poreux et Transferts Hydriques : Bulletin du GFHN* (48), 25–30.
- Hammecker, C., J.-L. Maeght, O. Grunberger, S. Siltacho, K. Srisruk, and A. Noble (2012). Quantification and modelling of water flow in rain-fed paddy fields in ne thailand : Evidence of soil salinization under submerged conditions by artesian groundwater. *Journal of Hydrology* 456 457, 68 – 78.
- Hammecker, C., J.-L. Maeght, and M. Wade (1999). Lutte contre la dégradation des sols dans la vallée du fleuve Sénégal : essai de drainage sur le périmètre de Donaye 8. Technical report, Dakar.
- Hammecker, C., J.-D. Mertz, C. Fischer, and D. Jeannette (1993, August). A geometrical model for numerical simulation of capillary imbibition in sedimentary rocks. *Transport in Porous Media* 12(2), 125–141.
- Hammecker, C., R. Razzouk, J.-L. Maeght, and O. Grunberger (2005, Nov-Dec). Water infiltration in saline sandy soils. In FAO (Ed.), *Management of Tropical Sandy Soils*, Khon Kaen, pp. 474–478.
- Hammecker, C., S. Siltecho, R. Angulo-Jaramillo, L. Lassabatere, H. Robain, V. Winiarski, i T. and Trelo-ges, and N. Suvannang (2016). Infiltration measurements and modeling in a soil-vertical drain system. In EGU (Ed.), *Geophysical Research Abstracts*, Volume 18. EGU General Assembly.
- Hammecker, C., P. van Asten, S. Marlet, J.-L. Maeght, and R. Poss (2009, April). Simulating the evolution of soil solutions in irrigated rice soils in the sahel. *Geoderma* 150(1-2), 129–140.

- Helyar, K. and W. Porter (1989). *Soil Acidity and Plant Growth.*, Chapter Soil acidification, its measurement and the processes involved, pp. 61–101. Academic press, Sydney.
- Horton, J. L. and S. C. Hart (1998). Hydraulic lift : a potentially important ecosystem process. *Trends in Ecology & Evolution* 13(6), 232–235.
- Huber, K., J. Vanderborght, M. Javaux, and H. Vereecken (2015). Simulating transpiration and leaf water relations in response to heterogeneous soil moisture and different stomatal control mechanisms. *Plant and Soil* 394(1), 109–126.
- Hunt, A. G., R. P. Ewing, and R. Horton (2013). What’s wrong with soil physics? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 77(6), 1877–1887.
- Imaizumi, M., S. Sukchan, P. Wichaidit, K. Srisuk, and F. Kaneko (2002). Hydrological and geochemical behavior of saline groundwater in phra yun, northeast thailand. working report 30, JIRCAS.
- Jeannette, D. and C. Hammecker (1992). Facteurs et mécanismes des altérations. In *La conservation de la pierre monumentale en France. Coordonné par Jacques Philippon, Daniel Jeannette et Roger-Alexandre Lefèvre.*, pp. 73–82. Presses du CNRS.
- Kirk, G. and H. Kronzucker (2000). *Carbon and nitrogen dynamics in flooded soils*, Chapter Nitrogen uptake by roots, pp. 147–162. IRRI, Manila.
- Lassabatere, L., R. Angulo-Jaramillo, J. M. Soria Ugalde, R. Cuenca, I. Braud, and R. Haverkamp (2006, February). Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments–best. *Soil Sci Soc Am J* 70(2), 521–532.
- Madé, B. (1991). *Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques dans les interactions eau-roche*. Ph. D. thesis, Université Louis Pasteur - Strasbourg.
- Meyer, L. (1997). Etude du transport des sels au cours des écoulements et de l’évolution des propriétés physiques du sol au contact de différentes solutions. Master’s thesis, EPFL.
- Navarro, V., A. Yustres, M. Candel, and B. García (2008). Soil air compression in clays during flood irrigation. *European Journal of Soil Science* 59(4), 799–806.
- Parkhurst, D. and C. Appelo (1999). User’s guide to phreeqc (version 2)–a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Investigations Report 99-4259, U.S. Geological Survey Water-Resources.
- Perroux, K. and I. White (1988). Design for disc permeameters. *Soil Science Society of America Journal* 52, 1205–1215.
- Philip, J. (1957). The theory of infiltration : 4. sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science* 84(3), 257–264.
- Pitzer, K. (1975). Thermodynamics of electrolytes. v. effects of higher-order electrostatic terms. 4(3), 249–265–.
- Pitzer, K. (1979). *Activity Coefficients in Electrolyte Solutions.*, Volume 1, Chapter Theory–Ion interaction approach :, pp. 157–208. CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- Pitzer, K. S. (1973, January). Thermodynamics of electrolytes. i. theoretical basis and general equations. *J. Phys. Chem.* 77(2), 268–277.

- Prieto, I., C. Armas, and F. I. Pugnaire (2012). Water release through plant roots : new insights into its consequences at the plant and ecosystem level. *New Phytologist* 193(4), 830–841.
- Ravi, V. and J. R. Williams (1998). Estimation of infiltration rate in the vadose zone : Compilation of simple mathematical models. Technical Report EPA/600/R-97/128a, National Risk Management Research Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH 45268.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous medium. *Journal of Applied Physics* 1(5), 318–333.
- Samba-Diène, R. (1998). *Riziculture et dégradation des sols en vallée du fleuve Sénégal : analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double riziculture*. Ph. D. thesis, Université Cheik Anta Diop - Dakar.
- Seltacho, S., V. Sriboonlue, N. Suwanang, W. Wiriyaakitnateekul, and C. Hammecker (2013). Quantification and modeling of water flow in sandy soils in northeast thailand. In L. C. B. Caicedo, C. Murillo and I. Berdugo (Eds.), *Advances in Unsaturated Soils*, pp. 573–577. CRC Press, London.
- Siltecho, S., C. Hammecker, V. Sriboonlue, C. Clermont Dauphin, V. Trelo-Ges, A. C. D. Antonino, and R. Angulo-Jaramillo (2015). Use of field and laboratory methods for estimating unsaturated hydraulic properties under different land uses. *Hydrology and Earth System Sciences* 19(3), 1193–1207.
- Šimůnek, J., M. T. van Genuchten, and M. Šejna (2016). Recent developments and applications of the hydrus computer software packages. *Vadose Zone Journal* 15(7).
- Smettem, K. and B. Clothier (1989). Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Science* 40, 563–568.
- Steeffel, C. I., C. A. J. Appelo, B. Arora, D. Jacques, T. Kalbacher, O. Kolditz, V. Lagneau, P. C. Lichtner, K. U. Mayer, J. C. L. Meeussen, S. Molins, D. Moulton, H. Shao, J. Šimůnek, N. Spycher, S. B. Yabusaki, and G. T. Yeh (2015). Reactive transport codes for subsurface environmental simulation. *Computational Geosciences* 19(3), 445–478.
- Touma, J. and M. Vauclin (1986). Experimental and numerical analysis of two-phase infiltration in a partially saturated soil. *Transport in Porous Media* 1(1), 27–55–.
- van Asten, P. (2003). *Soil Quality and Rice Productivity Problem in Sahelian Irrigation Schemes*. Ph. D. thesis, Wageningen University.
- van Genuchten, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898.
- Wang, Z., J. Feyen, D. R. Nielsen, and M. T. van Genuchten (1997). Two-phase flow infiltration equations accounting for air entrapment effects. *Water Resour. Res.* 33, 2759–2767.
- Wang, Z., J. Feyen, M. T. van Genuchten, and D. R. Nielsen (1998). Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability. *Water Resour. Res.* 34, 213–222.
- Washburn, E. W. (1921, March). The dynamics of capillary flow. *Phys. Rev.* 17(3), 273–283.

- Williamson, D., A. Peck, J. Turner, and S. Arunin (1989). Groundwater hydrology and salinity in a valley in northeast thailand. In *Groundwater Contamination. Proceedings of the Symposium held during the Third IAHS Scientific Assembly (Baltimore, MD, USA : May 1989) IAHS Publication*, pp. 147–154.
- Wind, G. (1968). Capillary conductivity data estimated by a simple method. In P. Rijtema and H. Wassink (Eds.), *Water in the unsaturated zone*, Volume 1, pp. 181–191. Int. Assoc. Scientific Hydrol., Gentbrugge, Belgium, : Wageningen Symp. June 1966.
- Zehnder, K. and A. Arnold (1989, September). Crystal growth in salt efflorescence. *Journal of Crystal Growth* 97(2), 513–521.

Table des matières

I	Curriculum Vitae	5
II	Activités de Recherche	17
1	Importance des transferts d'eau dans la dégradation des roches sur les monuments	21
1.1	Le diagnostic	21
1.2	Les propriétés physiques des roches	23
1.3	La porosité et la porosimétrie	23
1.3.1	La surface spécifique	24
1.3.2	La perméabilité	25
1.3.3	La cinétique d'imbibition capillaire	25
1.4	Les structures de porosité	25
1.5	Les déterminants physiques	26
1.5.1	Modélisation de l'imbibition capillaire	26
1.5.2	Modélisation de l'évaporation	28
1.6	Les déterminants géochimiques	32
1.7	La combinaison des effets physiques et géochimiques	33
1.8	Les dépôts secs.	35
1.9	La consolidation et la protection des roches sur les monuments.	35
1.10	Conclusions	37
2	La salinisation des sols.	39
2.1	La problématique des sols salés	39
2.1.1	Généralités et définitions.	39
2.2	Contexte scientifique de la recherche en partenariat.	40
2.2.1	Au Sénégal et pays avoisinants	40
2.2.2	En Thaïlande	41
2.3	Les propriétés physiques des sols.	44
2.4	Modélisation de l'infiltration dans les sols.	44
2.5	Evolution des sols sous culture	46
2.6	Modélisation géochimique.	48
3	Incidence de la salinité sur les transferts hydriques	53
3.1	Expérimentations de terrain	53
3.2	Mesures de laboratoire	54
3.3	Essai de modélisation	54
3.4	Modélisation à l'échelle microscopique	56

3.5	Conclusions	58
4	Les transferts diphasiques	59
4.1	Contexte	59
4.2	Etablissement des équations de transport d'eau et d'air	59
4.2.1	Approche mécaniste macroscopique	60
4.2.2	Approche semi-empirique	62
4.2.3	Approche microscopique	64
4.2.4	Conclusion	64
5	Transition vers l'éco-hydrologie	67
5.1	En Thaïlande	67
5.2	Au Brésil	69
6	Perspectives	73
6.1	Etude du continuum sol-plante-atmosphère	73
6.2	Les interactions entre les propriétés physiques des sols et les activités de la macrofaune.	74
6.3	L'ingénierie écologique	76
6.4	Perspectives à plus long terme	78
7	Conclusions	79
	Bibliographie	81

Table des figures

1	Approche mécaniste privilégiée dans le cadre de ce travail	20
1.1	Représentation schématique (a) et photographique (b) des différentes formes de dégradation : a. encroûtements noirs gypseux, b. Efflorescences de sels solubles (halite, nitre, etc.), c. desquamation en plaques de la roche “imprégnée” de gypse, d. arénisation et alvéolisation de la roche par des sels solubles (Hammecker, 1995).	22
1.2	Cinétique de séchage d’un échantillon de roche ou de sol. Pendant la première phase à flux constant la surface évaporante est alimentée depuis l’intérieur (Hammecker, 1995).	23
1.3	Courbe d’injection de mercure dans un milieu poreux pour lequel le rayon d’accès au pore r contrôle l’injection de mercure et le rayon du pore R contrôle le retrait du mercure, formant ainsi une hystérésis.	24
1.4	Différentes formes de pore testées dans le modèle d’infiltration : 1. sphérique, 2. conique, 3. sinusoïdale, 4. elliptique (Hammecker and Jeannette, 1994)	28
1.5	1 : Roche calcaire à minéralogie et texture homogène. 2 : Roche monominérale présentant une texture de surface homogène. 3 : Gré polyminéral avec une texture de surface homogène. 4 : Grés polyminéraux présentant une texture de surface hétérogène. (Hammecker and Jeannette, 1994)	29
1.6	Evolution de la teneur en eau critique θ_c en fonction du flux d’évaporation, et de paramètres intrinsèques comme la diffusivité initiale D_0 et le paramètre β (Hammecker, 1995)	31
1.7	Représentation du réseau carré de pores 1. distribution aléatoire des pores, 2. état initial avec pores saturés, 3. et 4. Désaturation des pores les plus gros au fil de l’évaporation en surface	32
1.8	Diagramme de Piper représentant la composition des solutions de lessivage de ciment et de l’eau de pluie de Strasbourg	33
1.9	Modèle de tube pour le calcul de la cinétique d’évaporation. L : longueur du tube, h : distance du ménisque par rapport à l’orifice, p_0 pression de vapeur saturante, p_1 pression de vapeur dans l’air, ε : distance au dessus de l’eau à partir de quand $p = p_1$ (Hammecker, 1995)	35
1.10	Evolution de la hauteur d’équilibre pour différents paramètres (Hammecker, 1995)	36
1.11	Exemples d’évolution de la hauteur d’équilibre en fonction de la concentration et du type de sel, pour différentes valeurs de S et pour une humidité relative de 33% et $\varepsilon = 4\text{cm}$ (Hammecker, 1995)	36
2.1	Localisation des différents sites d’étude dans la vallée du fleuve Sénégal	41
2.2	Localisation de la zone d’étude dans le NE de la Thaïlande	42

2.3	<i>Evolution chronologique des flux d'eau dans le sol et de la charge piézométrique A. à l'intérieur de la tache salée B. à l'extérieur, et évolution de la conductivité électrique de la solution du sol à différentes profondeurs le long du profil C. à l'intérieur et D. à l'extérieur de la tache salée (Hammecker et al., 2012).</i>	43
2.4	<i>Représentation schématique de l'infiltromètre à disque</i>	44
2.5	<i>Valeurs de S et A calculées pour des rapports rayon de pore rayon d'accès constants (Hammecker et al., 2004).</i>	46
2.6	<i>Détermination du seuil de pore donnant accès à l'essentiel du réseau poreux sur la courbe de rétention (Hammecker et al., 2004).</i>	47
2.7	<i>Rayons d'accès aux pores déterminés sur la courbe de rétention (r_{ret}) en fonction des Rayons d'accès aux pores (r_a) déterminés grâce au modèle proposé (\bullet) et la taille moyenne pondérée des pores (λ_m) définie par White and Sully (1987) (\circ). (Hammecker et al., 2004)</i>	47
2.8	<i>Position des sites étudiés : Donaye dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, Fom Gleita da la vallée du Gorgol noir (Mauritanie) et Niono à l'Office du Niger (Mali)</i>	48
2.9	<i>Représentation schématique de l'usage de l'eau dans la modélisation : I. Deux litres de solution à la surface du sol et un litre dans la zone racinaire. II.a. La fraction de lessivage vers la nappe (LF) correspond à une fraction de la solution du sol qui est soustraite du système; b. le lessivage superficiel (SF) correspond à la soustraction d'une fraction des solutés qui se sont concentré à la surface du sol après la saison sèche (Hammecker et al., 2009).</i>	50
2.10	<i>résultats de simulation de l'évolution du sodium échangeable (ESP) dans les trois situations de périmètre irrigué, en fonction du prélèvement par le riz et en fonction de la fraction de lessivage superficiel (Hammecker et al., 2009).</i>	51
3.1	<i>1. Evolution de Ks sur deux types de sols de la Vallée du fleuve Sénégal, en fonction de la salinité et du SAR. 2. Evolution de la cinétique d'infiltration dans un sol sableux salé du NE de la Thaïlande</i>	55
3.2	<i>Cinétique d'infiltration avec et sans prise en compte de la réduction de la conductivité hydraulique à saturation lors de la dilution</i>	56
3.3	<i>Représentation schématique de la conséquence de la dispersion des argiles, encombrant le réseau poreux au niveau des étranglements</i>	57
3.4	<i>Evolution des paramètres d'infiltration lors de la diminution des rayons d'accès aux pores indiquée par le sens de la flèche</i>	57
4.1	<i>Représentation schématique de l'infiltration d'eau dans un profil de sol</i>	60
4.2	<i>Schéma de discrétisation du domaine spatial (Z) et temporel (t) pour une résolution 1D aux différences finies</i>	62
4.3	<i>1. Dispositif expérimental de terrain. 2. Evolution de la profondeur de la nappe en fonction de la distance au canal d'irrigation, durant la campagne de culture. 3. Evolution du potentiel matriciel dans le sol en station P2 (a.) et station P3 (b.). 4. Evolution du flux d'infiltration (a.) et de la progression du front d'infiltration dans le sol. 5. Evolution de la teneur en eau dans le sol en P2 (a.) et P3 (b.). 6. Schéma explicatif : piégeage d'air et échappement latérale vers les zones non cultivées (Hammecker et al., 2003b).</i>	65
4.4	<i>Comparaison de la cinétique d'infiltration calculée avec le modèle « collier de perles » sans (ligne continue) et avec (ligne pointillée) la présence d'air</i>	66
5.1	<i>A. Localisation du site expérimental dans le NE de la Thaïlande. B. Différentes méthodes de mesures des propriétés hydrodynamiques : a. Infiltromètre à disque, b. méthode Beerkan, c. méthode de Wind (Siltecho et al., 2015)</i>	69

5.2	<i>a. Représentation des différentes composantes du bilan hydrique , par rapport aux précipitations durant la saison des pluies. b. Représentation de l'évolution de la teneur en eau ans le sol durant une année, simulée par Hydrus3D Seltacho et al. (2013)</i>	70
5.3	<i>localisation des sites d'étude dans le Nordeste brésilien (Etat du Pernambuco)</i>	70
5.4	<i>Représentation schématique des bilan d'eau autour des zone de décrues des açudes (Antonino et al., 2004, 2005)</i>	71
6.1	Schéma illustrant les interactions entre les différentes composantes. Aux composantes traditionnellement prises en compte (dans les cadres rouges) ont été rajoutées des composantes de biologie du sol et de physiologie des plantes influant sur le cycle de l'eau et des nutriments.	75
6.2	a. turricules témoignant d'une intense activité biologique dans le sol, b. macropore dans le turricule, c. se prolongeant dans le sol.	75
6.3	modélisation de l'infiltration d'eau vers des niveau inférieurs habituellement secs grâce à la présence d'un drains vertical sur une durée d'une année (NE de le Thaïlande)	76
6.4	Répartition de la taille des pores et isothermes d'adsorption de P sur du biochar de <i>Pterocarpus Macrocrpus</i> (bois de rose) - Courbes de rétention d'un sol sableux du NE de la Thaïlande en fonction de la teneur en biochar	77
1	Le Diagramme de Riverside délimite des zones pour lesquelles différents risques de dégradation des sols sont définis. La courbe correspond à l'évolution de l'eau du Doué lorsqu'elle se concentre.	98
2	Diagramme d'évolution de l'eau en fonction de l'alcalinité résiduelle calcite ARC et de RSC, déterminant les minéraux et le faciès chimique.	100
3	distribution de la concentration en anions et cations dans la solution du sol à proximité de la surface du feuillet argileux	102
4	Répartition des forces d'attraction (van de Waals) et de répulsion (charges électrostatiques) à proximité de feuillet argileux	102

Liste des symboles

ADRAO	Association pour le Développement de Riziculture en Afrique de l'Ouest, maintenant Africa Rice
ANR	Agence Nationale pour la Recherche
CAPES	Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Brésil)
CGS	Centre de Géochimie de la Surface, CNRS, Strasbourg
COFECUB	Comité Français d'Évaluation de la Coopération Universitaire et Scientifique avec le Brésil (France)
CPB	Centre de Pédologie Biologique (Nancy, France)
ENS Géologie	Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy (France)
ENSA Thiès	Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Thiès (Sénégal)
ENSAR	Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Rennes (France)
ENSEM	Ecole Nationale Supérieure d'Electricité et de Mécanique, Nancy (France)
EPFL	Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
IFC	Institut Français du Caoutchouc
INAPG	Institut National d'Agronomie Paris-Grignon (France)
INTA	Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (Argentine)
ISRA	Institut Sénégalais de Recherches Agricoles
IWMI	International Water Management Institute
KKU	Khon Kaen University
LDD	Land Development Department (Thaland)
LDD	Land Development Department (Thaïlande)
MEA	Millenium Ecosystems Assesment
Michelin	fabricant de pneumatiques français
ORSTOM	Office de recherche Scientifique et Technique en Outre-Mer, maintenant IRD
PHC	Partenariats Hubert Cuien, du MAE soutenant les échanges scientifiques internationaux.
PSI	Pôle régional de recherche sur les systèmes irrigués en Afrique de l'Ouest du CORAF (Sénégal, Mali, Mauritanie, Niger)

Rhône-Poulenc	Groupe chimique et pharmaceutique (France), maintenant Aventis (Eu)
TICA	Thailand International Cooperation Agency
UCAD	Université Cheikh Anta Diop (Dakar, Sénégal)
UFPe	Universidade Federal de Pernambuco (Brésil)
UFPe	Universidade Federal do Pernambuco
UFRPE	Universidade Federal Rural de Pernambuco (Brésil)
UFRPE	Universidade Federal Rural do Pernambuco
ULP	Université Louis Pasteur, Strasbourg (France)
USTH	Université de Sciences et Techniques de Hanoi (Vietnam)
zone vadose	zone non saturée correspondant au sol situé entre la nappe phréatique et l'atmosphère
IRD	Institut de Recherche pour le Développement

Annexes

La problématique des sols salés

Généralités et définitions.

On parle de sols salés quand les caractéristiques morphologiques, les propriétés physico-chimiques ou agronomiques des sols sont modifiées par la présence de sels solubles en quantité notable dans la solution du sol ou sous forme de cristaux. De manière générale lorsque la conductivité électrique de la solution du sol est supérieure à 0.4 dS/m (ou mS/cm) le sol est considéré comme salé.

Les sols salés se forment dans des zones à forte demande évaporative, lorsque le bilan hydrique présente un déficit de lixiviation. En effet, lors du séchage du sol, l'eau se vaporise et les sels minéraux restent sur place et s'accumulent, généralement dans la partie supérieure du profil de sol. Les sols salés se rencontrent donc essentiellement dans les zones arides à travers le monde et plus particulièrement dans les zones intertropicales où la préservation des sols est primordiale. La gestion de ce type de sol est un problème environnemental majeur pour le développement de l'agriculture irriguée dans ces zones arides ou semi-arides.

Tous les types de processus de salinisation ne sont pas équivalents dans la mesure où leurs conséquences sur la qualité du sol sont différentes et où la restauration des propriétés initiales du sol est plus ou moins difficile. On distingue généralement trois types de processus :

- le processus de salinisation est une accumulation excessive de sels solubles (chlorures, sulfates, carbonates..) dans le profil de sol qui diminue la disponibilité de l'eau pour les plantes en les soumettant à un stress osmotique. Suivant la nature des sels, c'est à dire qu'ils soient neutres (chlorures, sulfates, ...) ou alcalins (bicarbonates, carbonates, ...) on distingue des évolutions différentes, qui auront des conséquences physico-chimiques particulières.
- la sodisation correspond à une accumulation de sodium sur le complexe d'échange cationique du sol. Elle se manifeste par une diminution de la porosité ainsi que de la stabilité structurale des sols.
- L'alcalinisation est une accumulation de bases d'acides faibles comme les bicarbonates qui conduit à une augmentation du pH du sol. L'augmentation du pH peut devenir problématique pour la croissance des plantes dans la mesure où elle peut bloquer l'assimilation de certains nutriments. Par ailleurs le phénomène d'alcalinisation contribue à accélérer la sodisation. En effet, la précipitation de calcite (CaCO_3) enrichit relativement la solution du sol en sodium qui de ce fait s'adsorbe préférentiellement sur le complexe d'échange.

La qualité de l'eau d'irrigation

L'évolution des caractéristiques physico-chimiques des sols et leur aptitude à être cultivés dépendent directement de la qualité de l'eau d'irrigation. C'est ainsi que l'on a défini divers indicateurs permettant de juger de cette qualité intrinsèque de l'eau :

- la conductivité électrique CE de l'eau est un indicateur très facile à mesurer sur le terrain

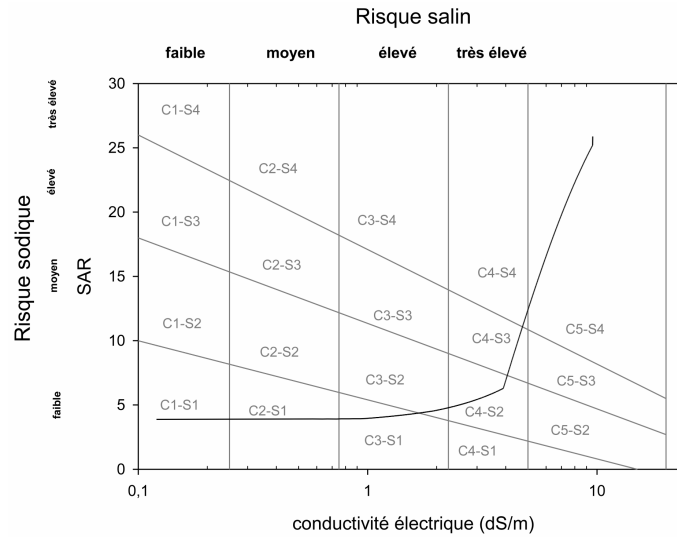


FIGURE 1: Le Diagramme de Riverside délimite des zones pour lesquelles différents risques de dégradation des sols sont définis. La courbe correspond à l'évolution de l'eau du Doué lorsqu'elle se concentre.

qui s'exprime en mS/cm ou dS/m. Elle est directement liée à la concentration totale des sels (CTS) en solution que l'on peut déterminer grâce à la relation suivante :

$$CTS_{(mg/l)} \approx 0.64 \times 10^3 \times CE_{(dS/m)}$$

- le SAR : qui correspond au "Sodium Adsorption Ratio" est un indicateur qui tente d'évaluer le risque d'adsorption de sodium sur le complexe d'échange. Il est défini comme :

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{2+} + Mg^{2+}]}{2}}}$$

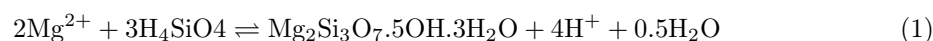
où les concentrations des différents cations sont exprimées en milliéquivalents par litre de solution. Ainsi plus le SAR de l'eau est élevé plus le risque de sodisation du sol est grand. En se basant sur ces deux indicateurs fondamentaux, l'équipe du laboratoire de Riverside (1954) a défini un diagramme permettant d'évaluer les risques encourus par le sol lorsqu'il est irrigué avec une eau d'une composition donnée. A partir de la conductivité électrique et du SAR on peut ainsi déterminer les risques de salinisation et de sodisation.

Cependant cette représentation ne donne qu'une "vision" instantanée des risques liés à la composition de la solution mais ne préjuge en rien de son devenir en cas de concentration. Ainsi, comme illustré dans la figure 1, la composition de l'eau du Doué est apparemment de très bonne qualité pour l'irrigation dans la mesure où elle est très douce avec un SAR bas et se positionne dans la case C1-S1 donc avec des risques de dégradation du sol très faibles. Par contre, en se concentrant, la composition de l'eau du Doué devient sodique (le SAR augmente fortement) et le risque de sodisation devient très élevé. Or c'est dans les zones arides à forte demande évaporative que l'irrigation est essentiellement pratiquée et donc qu'il est important de raisonner sur le devenir d'une eau d'irrigation lorsqu'elle se concentre.

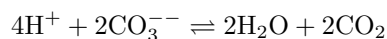
D'autres indicateurs sont alors utilisés pour essayer de prévoir l'évolution du faciès chimique de la solution en cas de concentration. Il s'agit essentiellement de l'alcalinité résiduelle calcite. En effet dans les eaux superficielles, l'alcalinité correspond généralement à la teneur en bicarbonates (HCO_3^-) et/ou carbonates (CO_3^{2-}) qui en se concentrant forment de la calcite (CaCO_3). L'alcalinité résiduelle calcite (ARC), qui permet de prévoir si la solution évolue vers un faciès salin neutre ou carbonaté, est définie comme suit : $\text{ARC} = \text{Alc.} - \text{Ca}^{2+} \times 2$ où les concentrations en alcalinité et calcium sont exprimées en mmol/l.

- si $\text{ARC} < 0$ la solution contient plus de Ca que d'alcalinité et en se concentrant, lors de la cristallisation de la calcite, la solution va s'appauvrir en alcalinité et se concentrer en calcium. Il n'y a donc pas de risque de sodisation car le calcium sera le cation dominant en solution et sur le complexe d'échange. \item si $\text{ARC} = 0$ la calcite va précipiter é l'équilibre et le pH de la solution ne va pas dépasser 8.5
- si $\text{ARC} > 0$ la solution contient plus d'alcalinité que de calcium et en se concentrant la calcite va "consommer" tout le stock de calcium. Au cours de la concentration la solution va devenir de plus en plus alcaline, le pH va augmenter au delà de 8.5 et surtout le sodium va devenir la cation majoritaire en solution et sur le complexe d'échange.

Cependant, la concentration en magnésium contribue également au contrôle de l'évolution géochimique des solutions lors de la concentration. En effet le magnésium peut entrer dans la composition de silicates magnésiens (sépiolites) ou carbonates de magnésium (magnésite) susceptibles de cristalliser.



Dans la réaction de cristallisation de sépiolite (éq.1 4 protons (H^+) sont libérés. Ils consomment deux carbonates CO_3^{2-} :



Comme pour la précipitation de la magnésite chaque Mg^{++} consomme un carbonate CO_3^{--} , on utilise alors un indicateur supplémentaire, le RSC (Residual Sodium Carbonate) :

$$\text{RSC} = \text{Alc.} - (\text{Ca} + \text{Mg}) \times 2 \quad (3)$$

On peut résumer l'évolution de la solution du sol par le schéma de la figure 2 où selon les valeurs des différents indicateurs, il est possible de prévoir le type de salinité susceptible d'affecter un sol irrigué.

Conséquences sur le complexe d'échange

L'incidence de la qualité de l'eau d'irrigation sur le complexe d'échange a été évoquée é plusieurs reprises dans les paragraphes précédents sans préciser clairement les mécanismes mis en jeu. Nous allons donc présenter rapidement et simplement les principes physico-chimiques contrôlant l'adsorption de cations sur le complexe d'échange.

Le complexe d'échange

On désigne sous ce terme la surface réactive des composants du sol sur lesquels des cations s'adsorbent et se désorbent en fonction de la qualité de l'eau avec laquelle ils sont en contact. On peut citer :

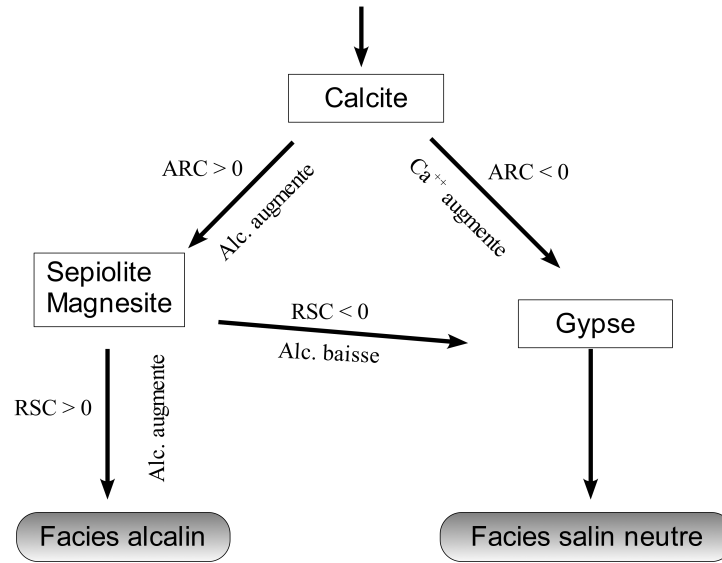


FIGURE 2: Diagramme d'évolution de l'eau en fonction de l'alcalinité résiduelle calcite ARC et de RSC, déterminant les minéraux et le faciès chimique.

- la matière organique, qui présente des charges négatives plus ou moins abondantes é sa surface en fonction du pH du sol.
- les minéraux argileux, de par leur structure minéralogiques, possèdent des charges négatives sur leur surface qui compensées à cause de substitutions isomorphiques du réseau cristallin. Celles-ci sont compensées par des cations de la solution du sol qui viennent s'adsorber é la surface des feuillets argileux.

Dans les sols de la vallée du fleuve Sénégal, le complexe d'échange est essentiellement lié à la présence de grandes quantités de minéraux argileux de type smectite qui développent de très grandes surfaces réactives (tableau 1). Par ailleurs, la matière organique est très peu abondante dans ces sols, et nous allons donc essentiellement évoquer les propriétés superficielles des minéraux argileux.

Les substitution isomorphiques dans le réseau cristallin des argiles correspondent à des "erreurs" de la nature où certains ions sont remplacés par d'autres car ils ont une taille équivalente. Ainsi Al^{3+} peut remplacer Si^{4+} car de taille sensiblement égale, mais de charge différente. Il en résulte donc une charge résiduelle négative compensée par l'adsorption de cations de la solution du sol. Ce processus d'adsorption est décrit par la théorie de la double couche électrostatique où l'on distingue :

- les forces électrostatiques de Coulomb qui tendent à attirer les cations vers la surface ;
- la diffusion moléculaire qui tend à uniformiser la concentration des cations dans la solution.

Une couche colloïdale se forme ainsi à la surface des argiles dont la structure est décrite par la théorie de Gouy-Chapman (figure 3) grâce à laquelle on peut calculer son épaisseur z :

$$z = \frac{1}{e.v} \sqrt{\frac{\epsilon kT}{8.\pi.n_0}} \quad (4)$$

TABLE 1: Propriétés physico-chimiques de quelques minéraux argileux

Propriétés	Kaolinite	Illite	Smectite	Chlorite
diamètre des particules (μm)	0.1- 4	0.1 - 2	0.01 - 1	1 - 2
surface spécifique ($\text{m}^2.\text{g}^{-1}$)	1 - 20	80 - 120	700 - 800	80
capacité d'échange cationique (cmol.kg^{-1})	3 - 15	15 - 40	80 - 100	20 - 40

où e est la charge de l'électron, v la valence du cation adsorbé, ϵ la constante diélectrique, k la constante de Boltzman, T la température en K et n_0 la concentration de la solution. L'équation 4 montre l'épaisseur de cette couche colloïdale est inversement proportionnelle à la valence et dans une moindre mesure à la concentration de la solution du sol.

La double couche et la stabilité des argiles

Lorsque les cations sont adsorbés à la surface du complexe d'échange celle ci présente une charge positive superficielle. En se rapprochant deux particules argileuses ont alors tendance à se repousser du fait de ces charges électrostatiques. Cependant les particules argileuses sont également soumises à des forces de van der Waals qui elles, sont des forces d'attraction.

Les forces de van der Waals agissent sur de courtes distances (fonction de d^{-6}) et sont indépendantes de la concentration de la solution et du complexe d'échange. Au contraire les forces électrostatiques de la double couche agissent à des distances plus grandes (elles sont fonction de d^{-2}) et elles dépendent directement des facteurs cités précédemment. En conclusion lorsque les particules sont assez proches les une des autres, elles tombent dans le domaine où les forces de van der Waals dominent et donc s'attirent, par contre lorsqu'elles sont plus éloignées elles tombent dans le domaine des forces électrostatiques qui les font se repousser (figure 4). La limite entre les deux domaines se situe autour de 20 Å.

Conséquences sur les sols

Que ce soit par dilution ou par adsorption de cations monovalents (particulièrement le sodium), lorsque les argiles sont dispersées, les agrégats éclatent et la structure du sol s'effondre :

- les sols sans structure se comportent alors comme une vase lorsqu'ils sont mouillés ;

- quand ils sont secs ils deviennent extrêmement durs et pratiquement impossibles à cultiver.

Par ailleurs en se dispersant les argiles se déplacent, se réarrangent, bloquant les accès aux macropores et de ce fait font chuter drastiquement la perméabilité du sol. Les conditions d'oxygénation du milieu sont alors fortement perturbées et le bon développement des racines et donc des plantes en est affecté. D'autre part, l'imbibition de l'eau dans le sol lors des irrigations ou pendant les pluies est fortement entravée voire impossible. Dans ces zones dépourvues en moyens techniques et financiers permettant de réhabiliter ces sols, ce problème conduit souvent à l'abandon des terres.

Il est donc important de surveiller tous les paramètres¹ pouvant mener à cette situation préoccupante de manière à pouvoir agir à temps.

1. La portion de sodium échangeable ou ESP (Exchangeable Sodium Percentage) est un indicateur particulièrement important à suivre qui indique que pour des valeurs proches ou supérieures à 15% le risque de dispersion des argiles est grand.

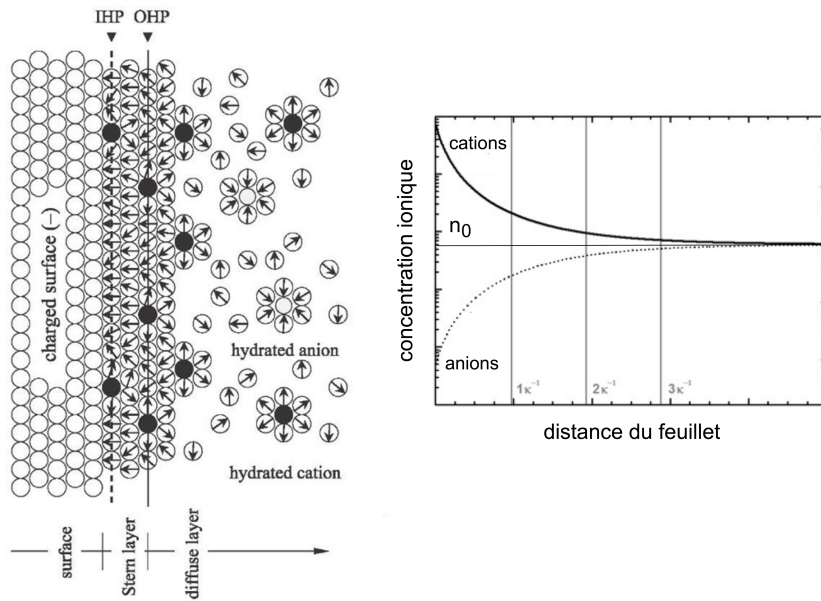


FIGURE 3: distribution de la concentration en anions et cations dans la solution du sol à proximité de la surface du feuillet argileux

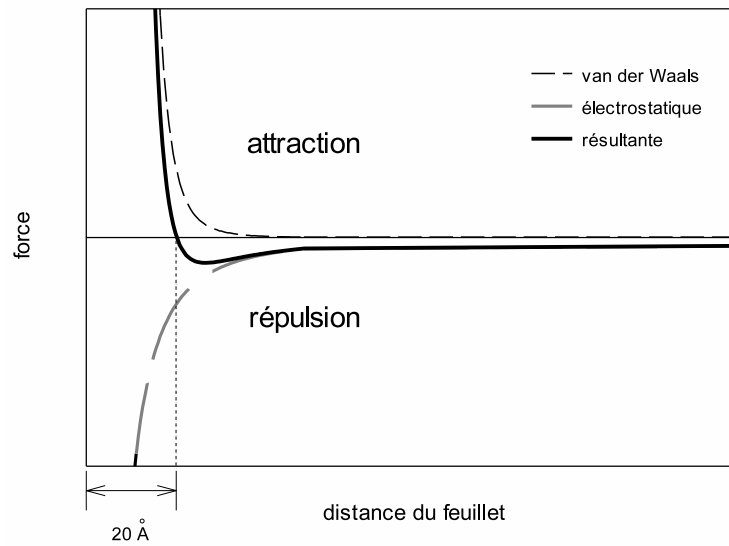


FIGURE 4: Répartition des forces d'attraction (van de Waals) et de répulsion (charges électrostatiques) à proximité de feuillet argileux